D A S S T U F E N L A N D V O N K O R I N T H

(G R I E C H E N L A N D)

Geologische und sedimentpetrographische

Untersuchungen an einer quartären Terrassentreppe

Dissertation

zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften

Vorgelegt von

Diplom-Geologe Rainer Sedat
aus Dortmund

Bochum, 1986

Tag der mündl. Prüfung
04.12.85

D A S S T U F E N L A N D V O N K O R I N T H
(G R I E C H E N L A N D)

Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen an einer quartären Terrassentreppe

Dissertation

zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften

Vorgelegt von

Diplom-Geologe Rainer Sedat
aus Dortmund

Bochum, 1986

Tag der mündl. Prüfung
04.12.85

KURZFASSUNG

Das Stufenland von Korinth bildet die südliche Fortsetzung des Isthmus von Korinth, einer aus neogenen und pleistozänen Ablagerungen bestehenden Landenge, die das griechische Festland mit dem Peloponnes verbindet. Charakteristisch für das Stufenland sind etwa W-E-streichende Geländestufen, die im westlichen Teil des Arbeitsgebiets eine nach S ansteigende Treppe aus 8 Hauptgeländestufen (A-H; ca. 20m - 350 m ü. NN) bilden. An den Geländestufenkanten sind pleistozäne marine, limnisch-brackische und fluviatile Sedimente aufgeschlossen, die neogene Mergel (Lokalname: Korinthischer Mergel) zumeist diskordant überlagern. Die pleistozänen Ablagerungen der Geländestufen konnten anhand petrographischer und paläontologischer Kriterien in 7 (I-VII) Marin-Brack-Zyklen gegliedert werden. Die älteren Zyklen (II und älter) sind in den höhergelegenen Stufen F-H, die jüngeren Zyklen III-VII in den tiefergelegenen Stufen A-E anzutreffen. Mit Hilfe einer Limnocardienart (Limnocardientyp B) und durch geologische Kartierung läßt sich der Zyklus V (der Stufe C) mit dem von NEUSER et al. (1982) für den NW-Kanaleinschnitt definierten Zyklus C korrelieren. Eine weitere wichtige Limno- cardie (Limnocardientyp A) kommt sowohl in neogenen Ablagerungen des Korinthischen Mergels als auch in Schichten des pleistozänen Zyklus VI (Stufen A und B) vor, und ist daher nur für Korrelationszwecke uneingeschränkt verwendbar.

In Ablagerungen des Zyklus III (Geländestufe E) wurde **Strombus bubonius LMK.**, eine für tyrrhene Ablagerungen des Mittelmeerraumes kennzeichnende Gastropode, aufgefunden. Weitere Fossilien der tyrrhenen Faunengemeinschaft (**Natica lactea** und **Spondylus gaederopus**) wurden in den Ablagerungen der Geländestufen A-D festgestellt.

Die pleistozänen Ablagerungen des Stufenlandes von Korinth setzen sich aus Mergeln, Areniten, Oolithen, Konglomeraten und Bodensedimenten zusammen, die sich anhand paläontologischer und petrographischer Kriterien in Untertypen gliedern und wahrscheinlichen Ablagerungsmilieus zuordnen lassen.

Die Karbonatdiagenese ist durch das Auftreten überwiegend vadoser und untergeordnet phreatischer Zemente, und wechselnd starke Umwandlung von Aragonit und Hoch-Mg-Calcit in Tief-Mg-Calcit gekennzeichnet. Abfolgen vadoser und phreatischer Zemente zeigen lokal wechselnde Diagenesebedingungen an. $MgCO_3$-Gehalte primär hoch-Mg-calcitischer Fossilien deuten auf einen im Vergleich zu Schichten der Stufen A und B höheren Diagenesegrad der Ablagerungen der Stufe C hin.

Anhand der Ergebnisse petrographischer und chemischer Untersuchungen des säureunlöslichen Anteils ausgewählter Pleistozänproben läßt sich die Marin-Brack-Zyklizität und die relative Abfolge der Zyklen sowohl im NW-Kanaleinschnitt als auch im Stufenland von Korinth nachvollziehen. Die grobe Fraktion brackischer Ablagerungen ist illitreicher (Zufuhr detritischen Materials) und die feine Fraktion illitärmer (Degradation in Bodenbildungsprozessen) als die entsprechenden Fraktionen mariner Sedimente. Die Abfolge verschiedenalter Zyklen kommt durch von Zyklus zu Zyklus abnehmende Li/Rb- und Li/K_2O-Verhältnisse (wahrscheinlich aufgrund mehrfacher Umlagerung) zum Ausdruck und überlagert die auf die Marin-Brack-Zyklizität zurückzuführenden Effekte.

Nach der tektonischen Verstellung wohl definierter pleistozäner Schichten war die tektonische Deformation im Quartär im Gebiet westlich und nordwestlich des Akrokorinth einheitlicher als im Gebiet östlich des Akrokorinth. Das in der westlichen Hälfte des Untersuchungsgebiets beobachtete vorwiegende SE-NW- Streichen der Störungen in pleistozänen Ablagerungen steht nicht im Einklang mit dem Verlauf der Kanten der Hauptgeländestufen, was als ein weiteres Indiz für den nichttektonischen Ursprung dieser Geländestufen gewertet wird.

ABSTRACT

The area of the "Stufenland von Korinth" is the southern extension of the Isthmus of Corinth, which connects the greek main land with the Peloponessos. The "Stufenland von Korinth" is characterized by E-W-striking terraces, which form a southward rising suite of 8 main terrraces (A-H; 20m - 350m above sea level). At the edges of these terraces, pleistocene marine, lacustrine-brackish and fluvial sediments are exposed, which often unconformably overlie marls of late Tertiary age (Corinthian Marl).
According to petrographic and paleontological criteria, 7 (I-VII) Pleistocene marine-brackish cycles could be distinguished. The older cycles (older than III) are restricted to the more elevated terraces F-H, while the younger ones (III-VII) are to be found exclusively in the less elevated terraces A-E. Based on the occurrence of a certain limnocardium (type B) and on geological mapping, cycle V (of terrace) is correlated with cycle C of the Channel of Corinth established by NEUSER et al. (1982). Another limnocardium (type B) was observed in deposits of the Corinthian Marl as well as in Pleistocene deposits of cycle VI (terraces A and B), and consequently can be used for correlation purposes only.

Strombus bubonius LMK., indicative for Tyrrhenian strata in the Mediterranean, was observed in deposits of cycle III (terrace E); moreover, fossils belonging to the Tyrrhenian faunal community (**Natica lactea** and **Spondylus gaederopus**) were found in deposits of the terraces A, B, C, and D.

The Pleistocene deposits of the "Stufenland von Korinth" consist of marls, arenites, oolites, conglomerates, and soil sediments, which according to petrographic and paleontological criteria can be subdivided into microfacies types and corresponding probable depositional environments. Diagenesis of carbonates is characterized by the occurrence of prevailing vadose and subordinate phreatic cements, and variable degree of transformation of aragonite and high-Mg-calcite into low-Mg-calcite. Low $MgCO_3$

contents of originally high-Mg-calcitic fossils indicate a higher degree of diagenetic alteration for strata of terrace C compared with strata of the terraces A and B.

The results of the petrographic and chemical investigation of the acid-insoluble residue of selected Pleistocene samples reflect the cyclicity and the relative age of individual marine-brackish cycles in the northwestern part of the Channel of Corinth as well as in the area of the "Stufenland von Korinth". In the coarser grained fraction of brackish deposits, illite contents are higher (due to supply of detritic material), in the finer grained fraction, illite contents are lower (due to degradation in the course of soil development) than in equivalent fractions of marine deposits. The succession of cycles is reflected by decreasing Li/Rb- and Li/K_2O-ratios (possibly due to multiple reworking) and superimposes the effects caused by marine-brackish cyclicity.

According to the vertical displacements of well defined Pleistocene strata, tectonic deformation in the Quaternary was more uniform in the area west and northwest of the Acrocorinth than in the area east of the Acrocorinth. In the western half of the area under investigation, the predominant SE-NW strike of faults is not in accordance with the strike of the edges of the main terraces, which is considered as an additional indicatiuon for the non-tectonic origin of the main terraces.

D A N K S A G U N G: Für die Anregung zu dieser Arbeit und für zahlreiche kritische Diskussionsbeiträge bin ich Herrn Priv. Doz. Dr. D. K. Richter zu Dank verpflichtet. Auch möchte ich Herrn Prof. Dr. H. Füchtbauer und Dr. D. Riedel für Anregungen und Rat danken. Die Herren Prof. Dr. Anapliotis (Athen) und Dr. R. Stritzke waren mir bei der Bestimmung wichtiger Fossilien behilflich. Technische Unterstützung wurde mir durch Frau van Elsuwe und Frau Raczek (Chemielabor), Herrn Gilsing (Präparation), Herrn Reß (Fotolabor) und Herrn Milbradt (Zeichner) zuteil.
Frau Dipl.-Geol. M. Simon überließ mir freundlicherweise einen Teil der Proben aus dem NW-Kanaleinschnitt.
Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. N. Fytrolakis (Athen) für die Beschaffung des topographischen Kartenmaterials und die Unterstützung in organisatorischen Fragen. Für die Erteilung der Arbeitsgenehmigung danke ich den Herren Dr. Bornovas und Dr. Katsikatsos (IGME, Athen).
Die Studienaufenthalte in Griechenland wurden durch die finanzielle Unterstützung durch den DAAD (Bonn) ermöglicht.

INHALTSVERZEICHNIS

	SEIT
1. EINLEITUNG	
1.1 GEOGRAPHISCHER UND GEOLOGISCHER ÜBERBLICK	
1.2 KENNTNISSTAND	
1.3 AUFGABENSTELLUNG	
2. GEOLOGISCHE KARTIERUNG	1
2.1 VORBEMERKUNGEN	1
2.2 AUSBILDUNG UND VERBREITUNG KARTIERTER SCHICHTEINHEITEN	1
2.2.1 PRÄNEOGENE ABLAGERUNGEN DES ONEION - GEBIRGES UND DES AKROKORINTH	1
2.2.1.1 KALKE UND CHERTGESTEINE	1
2.2.1.2 GROBKONGLOMERATE	1
2.2.2 ABLAGERUNGEN DES KORINTHISCHEN MERGEL	1
2.2.3 PLEISTOZÄNE MARIN - BRACKISCHE UND FLUVIATILE ABLAGERUNGEN	2
2.2.3.1 DAS GEBIET ZWISCHEN DER NORDWESTHÄLFTE DES KANALS UND DEM SADADI-TAL	2
2.2.3.1.1 VORBEMERKUNGEN	2
2.2.3.1.2 PLEISTOZÄNE ABLAGERUNGEN DER STUFE A	2
2.2.3.1.3 PLEISTOZÄNE ABLAGERUNGEN DER STUFE B	3
2.2.3.1.4 PLEISTOZÄNE ABLAGERUNGEN DER STUFE C	3
2.2.3.1.5 PLEISTOZÄNE ABLAGERUNGEN DER STUFE D	3
2.2.3.1.6 PLEISTOZÄNE ABLAGERUNGEN DER STUFE E	4
2.2.3.1.7 PLEISTOZÄNE ABLAGERUNGEN DER STUFE F	4
2.2.3.1.8 " PLEISTOZÄNE " ABLAGERUNGEN DER STUFE G	4
2.2.3.1.9 " PLEISTOZÄNE " ABLAGERUNGEN DER STUFE H	4
2.2.3.2 DAS GEBIETSDREIECK ZWISCHEN DER SÜDOSTHÄLFTE DES KANALS, XILOKERISA UND KENCHRÄ	4
2.2.3.2.1 BRACK-MARIN-FOLGE IM GEBIET ZWISCHEN DER SÜDOSTHÄLFTE DES KANALS UND KIRA WRISSI	4
2.2.3.2.2 BRACK-MARIN-FOLGE IM GEBIET ZWISCHEN KIRA WRISSI, XILOKERISA UND KENCHRÄ	5
2.2.3.3 DISKUSSION ZUR ZYKLENKORRELATION	5
2.2.3.3.1 ZYKLENKORRELATION IM ARBEITSGEBIET	5
2.2.3.3.2 ZYKLENKORRELATION ZWISCHEN DEM ARBEITSGEBIET UND DEM KANALEINSCHNITT	6
2.2.4 MARINE UND LIMNISCH - BRACKISCHE ABLAGERUNGEN JÜNGER ALS ZYKLUS VII	6

SEITE

2.2.5 FLUVIATILE ABLAGERUNGEN 66
2.3 FAUNA UND FLORA DER PLEISTOZÄNEN ABLAGERUNGEN 68
2.3.1 MARINE MAKROFAUNA MIT STRATIGRAPHISCHEM AUSSAGEWERT 69
2.3.2 BRACKISCHE FAUNA UND FLORA 71
2.3.2.1 MIKROFAUNA UND -FLORA 71
2.3.2.2 MAKROFAUNA 72
2.3.3 TERRESTRISCHE FAUNA 79
2.4 TEKTONIK 79
2.4.1 TEKTONISCHE VERSTELLUNG DER SCHICHTEN DES KORINTHISCHEN MERGELS 80
2.4.2 TEKTONISCHE VERSTELLUNG QUARTÄRER SCHICHTEN 81
2.4.3 DISKUSSION DER ERGEBNISSE 83
3. SEDIMENTPETROGRAPHISCHE UND MINERALOGISCH / CHEMISCHE BEARBEITUNG AUSGEWÄHLTER PLEISTOZÄNPROBEN SOWIE VON VERGLEICHSPROBEN 85
3.1 METHODIK 85
3.1.1 GEWINNUNG UND AUFARBEITUNG DES SÄUREUNLÖSLICHEN RESTES 85
3.1.2 UNTERSUCHUNGEN MIT DEM RÖNTGENDIFFRAKTOMETER 86
3.1.3 HALBQUANTITATIVE TONMINERALANALYSEN 86
3.1.4 CHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN 87
3.1.5 WEITERE UNTERSUCHUNGSMETHODEN 89
3.2 PETROGRAPHIE UND DIAGENESE WICHTIGER SEDIMENTTYPEN PLEISTOZÄNER ABLAGERUNGEN DES ARBEITSGEBIETS 89
3.2.1 PETROGRAPHIE 89
3.2.1.1 MERGEL 89
3.2.1.2 SAND UND (BIO-) ARENIT 91
3.2.1.3 OOLITH 92
3.2.1.4 BODENSEDIMENTE 95
3.2.1.5 KONGLOMERATE 97
3.2.2 KARBONATDIAGENESE 100
3.2.2.1 ZEMENTTYPEN 100
3.2.2.1.1 VADOSE ZEMENTE 100
3.2.2.1.2 PHREATISCHE ZEMENTE 101
3.2.2.2 KARBONATUMWANDLUNG 102
3.2.2.2.1 ARAGONIT - CALCIT TRANSFORMATION 102
3.2.2.2.2 HOCH-MG-CALCIT - CALCIT UMWANDLUNG 104
3.3 MINERALOGIE UND CHEMIE DES SÄUREUNLÖSLICHEN ANTEILS DER SEDIMENTE 108

SEITE

3.3.1 ZIEL DER BEARBEITUNG UND PROBENAUSWAHL 108
3.3.2 KARBONATGEHALTE 109
3.3.3 KORNGRÖSSENVERTEILUNGEN 110
3.3.4 RÖNTGENANALYSEN 112
3.3.4.1 SCHICHTSILIKATE 112
3.3.4.2 QUARZ, FELDSPAT, HORNBLENDE 115
3.3.4.3 VERTEILUNG DER SCHICHTSILIKATE UND DES QUARZES 116
3.3.5 CHEMISCHE ANALYSEN 118
3.3.5.1 ALKALIEN UND ERDALKALIEN 118
3.3.5.2 SPURENELEMENTE 122
3.3.6 ZUSAMMENFASSUNG -- GENESE DER SEDIMENTE 130
3.3.6.1 TONMINERALOGIE 130
3.3.6.2 SPURENELEMENTE 135
4. ZUSAMMENFASSUNG UND DISKUSSION 140
4.1 KARTIERBARE EINHEITEN 140
4.2 PLEISTOZÄNE LIMNISCH - BRACKISCHE UND MARINE ABLAGERUNGEN 141
4.3 FAUNA UND FLORA DER PLEISTOZÄNEN ABLAGERUNGEN 144
4.4 TEKTONIK 145
4.5 PETROGRAPHIE UND DIAGENESE DER PLEISTOZÄNEN ABLAGERUNGEN 147
4.6 TONMINERALOGIE UND CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG 151
4.7 MODELLE ZUM QUARTÄR-GEOLOGISCHEN BAU DES STUFENLANDES 153
5. LITERATURVERZEICHNIS 163
6. ANHANG 174
6.1 GEOLOGISCHE KARTE
6.2 LISTE DER PROFILE UND LOKALITÄTEN 175
6.3 DATEN DER PETROGRAPHISCHEN UND CHEMISCHEN ANALYSEN 178

1. EINLEITUNG

1.1 GEOGRAPHISCHER UND GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Das Arbeitsgebiet liegt am Isthmus von Korinth (Griechenland). Isthmus von Korinth wird jene etwa 10 km breite, NE-SW streichende Landenge genannt, die das griechische Festland mit dem Peloponnes verbindet (vgl. Abb.1). An der schmalsten Stelle des Isthmus durchschneidet der Kanal von Korinth die Landenge und verbindet den westlich gelegenen Korinthischen Golf mit dem Saronischen Golf im Osten.

An den Isthmus schließt sich nach Süden eine Ebene an, die im Osten vom Saronischen Golf, im Süden vom Oneion-Gebirge und Akrokorinth, im Norden vom Korinthischen Golf begrenzt wird und im Westen bis Kiato reicht. Das Gelände steigt vom Korinthischen Golf in mehreren etwa küstenparallelen Stufen nach Süden zum Oneion-Gebirge (max. 563 m ü. NN) und Akrokorinth (max. 575 m ü. NN) hin an und erreicht Höhen bis zu 380 m ü. NN.

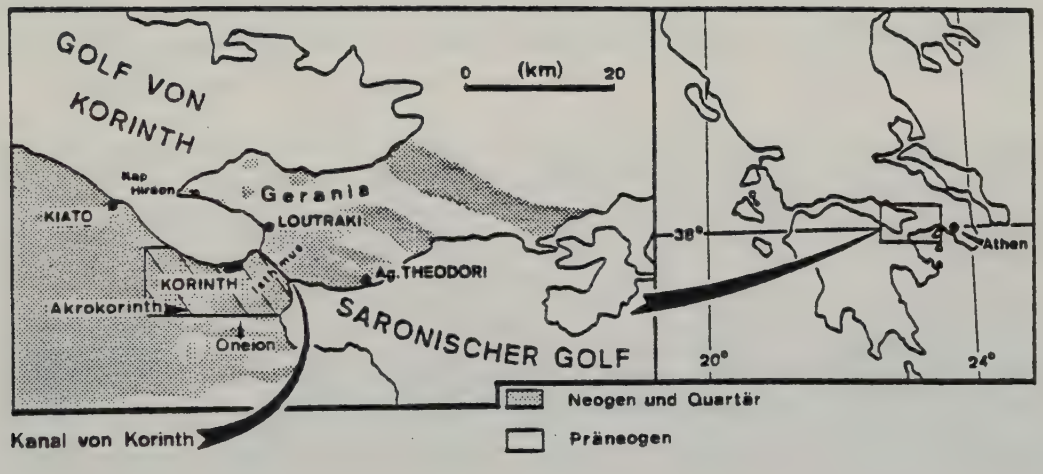


Abb. 1 Lageskizze des Arbeitsgebiets

Zahlreiche Trockentäler durchziehen die Ebene, vom Inneren des

Peloponnes kommend, in nördlicher Richtung. Die Bachläufe des Sadadi-Tals im Westen und des Solomos-Tals im Osten führen nur zeitweise Wasser und münden bei Wrachadion bzw. Korinth in den Korinthischen Golf. Trockentäler in west-östlicher Richtung schneiden sich in das Gelände zwischen Oneion-Gebirge und Kanal von Korinth ein und münden in den Saronischen Golf.

Der Isthmus von Korinth und die nördlich und südlich angrenzenden Ebenen bilden einen Graben zwischen dem Horst des Gerania-Gebirges im Norden und dem Horst des Oneion-Gebirges sowie des Akrokorinth im Süden. Zusammen mit weiter nordöstlich gelegenen Gräben (z.B. Kinetta-Graben, Megara-Graben) gehört der Graben von Korinth zu einem etwa Ost-West verlaufenden Horst-Graben-System, dessen östliche und westliche Fortsetzung im Saronischen bzw. Korinthischen Golf zu suchen ist (v.FREYBERG, 1973).
Das Horst-Graben-System besteht aus Horsten überwiegend präneogener Gesteine und aus Gräben, die z.T. mit neogenen und pleistozänen Ablagerungen gefüllt sind.

Für die präneogenen Gesteine des Gerania-Gebirges gibt BORGER (1976) mitteltriadisches - eozänes Alter an. Im Gerania-Gebirge dominieren Kalke des flachmarinen Ablagerungsmilieus und ultrabasische Magmatite und Serpentinite der Ophiolith-Komplexe; Chertgesteine (z.T. Radiolarite) und Flyschgesteine sind lokal häufig. Am Akrokorinth und Oneion-Gebirge fehlen dagegen Ophiolith-Komplexe, dafür sind lokal Ophiolith-Material - reiche Konglomerate zu beobachten.

Der Isthmus von Korinth wird im wesentlichen von limnisch - brackischen Mergeln, die lokal den Einfluß mariner Ingressionen zeigen, und bis zu mehreren hundert Metern Mächtigkeit erreichen, aufgebaut (v.FREYBERG, 1973). Pleistozäne konglomeratische, mergelige, arenitische und oolithische Sedimente bilden den Abschluß der jungen Sedimentfolge am Isthmus (v.FREYBERG, 1973).

1.2 KENNTNISSTAND

Stratigraphie der Schichten

T.FUCHS (1877) widersprach älteren Annahmen, die die höher gehobenen, nahe der Gebirge gelegenen Teile des Isthmus als tertiäre, die tiefer gelegenen Ablagerungen des unmittelbaren Isthmus-Bereiches als quartäre Schichten interpretiert hatten, stufte die gesamte Schichtenfolge ins Tertiär - ohne jedoch einen paläontologischen Beweis zu liefern - und gliederte sie in eine untere limnisch - brackische und eine obere, vorwiegend marine Folge.

Der am Bau des Kanals von Korinth (1882-1893) beteiligte Ingenieur E. FUCHS (1888) publizierte erstmals das Kanalprofil mit detaillierten Zeichnungen und Angaben zur Lithologie der im Kanaleinschnitt aufgeschlossenen Sedimente und stufte den überwiegenden Teil der Schichtenfolge ins Pliozän ein.

Beim Aushub des Kanals aufgesammelte Fauna wurde von JOUSSEAUME (1893) bearbeitet. Als Indizien für präquartäres Alter des oberen Abschnitts des Kanalprofils zählten für JOUSSEAUME **Murex** (vulgo Strombus) **mediterraneus** und **Mammilla** (Mammilla lactea de GUILDING), beides Gastropodenarten, von denen er glaubte, daß sie nicht mehr im Mittelmeer leben.

Der Vergleich der Fauna der unteren, limnisch - brackischen Mergelfolge des Isthmus von Korinth mit der von NEUMAYR (1880) bearbeiteten Mergelfolge bei Megara führte PHILIPPSON (1890) zur Einstufung der Folge ins Unterpliozän.
Die große Zahl der im Mittelmeer nicht mehr lebenden Arten in der oberen, überwiegend marinen Sand- und Konglomeratfolge des Isthmus ließen PHILIPPSON (1890) ein quartäres Alter dieser Schichten als unwahrscheinlich erscheinen, deshalb stufte er sie ins Oberpliozän ein.

Eine Neubearbeitung der Fauna aus dem Kanaleinschnitt durch DEPERET (1913 und 1918-20) verbunden mit einer revidierten Beurteilung von **Strombus bubonius LAMARCK** (= FUCHS's **Murex** (vulgo Strombus) **mediterraneus"** = PHILIPPSON's **Strombus coronatus**) führte zur Einstufung der oberen, sandig- konglomeratischen Marinfolge des Kanaleinschnitts ins. Tyrrhen.

MITZOPOULOS (1933) wies mit **Strombus bubonius** die Existenz tyrrhener Ablagerungen auf der Perachora-Halbinsel nach.

V.FREYBERG (1949-1976) lieferte eine wertvolle Gesamtbearbeitung des Gebiets zwischen Kanal von Korinth und Altkorinth und nahm darin unter anderem eine weitere stratigraphische Untergliederung der pleistozänen Ablagerungen des Isthmus vor. Bei der Einstufung des Korinthischen Mergels (= untere, limnisch - brackische Mergelfolge früherer Autoren) ins obere Pliozän stützt sich v.FREYBERG auf Mikrofauna-Untersuchungen BETTENSTAEDT's (1967 in: GARAGUNIS 1967, S.165-168), der die im Oberpliozän und Pleistozän besonders häufigen Foraminiferen **Quinqueloculina pulchella** , **Elphidium crispum** und **Cibicides lobulatus** identifizierte, und auf die Bearbeitung limnisch - brackischer Fauna durch KOLLMANN (1973, S.173), der jedoch mittelpliozänes Alter für die von ihm bearbeitete Fauna angibt. Neben den allgemein anerkannten Leitformen **Strombus bubonius LMK** und **Conus testudinarius MARTINI** verwendete v.FREYBERG (1973, S.23) auch **Natica lactea GUILDING** und **Spondylus gaederopus L.** "in einer bestimmten Größe und Skulptur" als Indizien für tyrrhenes Alter und stufte den größten Teil der Ablagerungen des Stufenlandes von Korinth ins Tyrrhen II (Riss-Würm) ein.

SCHRÖDER (1975) zieht den Leitwert von **Natica lactea GUILD.** und **Spondylus gaederopus L.** für tyrrhene Ablagerungen in Zweifel, da beide Formen auch in anderen stratigraphischen Einheiten beobachtet wurden. HERFORTH & RICHTER (1979) sprechen dagegen von einer "wärmeliebenden Faunengemeinschaft", die sich aus **Strombus bubonius, Conus testudinarius** und auch aus **Natica lactea** und **Spondylus gaederopus** in großen Exemplaren zusammensetzt und Schichten tyrrhenen Alters belegt.

Prätiglienes Alter (Altpleistozän) gaben SAUVAGE & DUFAURE (1976) nach Pollenuntersuchungen für Konglomeratablagerungen bei Souli an, SAUVAGE (1975) stufte die Schichten des Autobahnprofils bei Kalamaki ins Posttiglien (jünger als Altquartär) ein.

Neuerdings gliedern DUFAURE & ZAMANIS (1980) die einzelnen Stufen des Stufenlandes von Korinth in "Geländestufen - Familien", die verschiedenen Pleistozänzyklen zugeordnet werden (vgl. Abb. 2b).

Gliederung nach WOLDSTEDT (1952, 1969) ZEUNER (1959)	BONIFAY (1975)	BOUSQUET et al. (1976)	
HOLOZÄN	VERSILIEN	VERSILIEN	
WÜRM	NEOTYRRHEN	NEOTYRRHEN	
MONASTIR =TYRRHEN II =EUTYRRHEN	TYRRHEN EUTYRRHEN UNTER-TYRRHEN	TYRRHEN EUTYRRHEN	
RISS	SIZIL	MILAZZO	
TYRRHEN =TYRRHEN I =PALAOTYRRHEN		MILAZZIEN	
MINDEL	CALABRIUM	SIZIL	TSCHAUDA
MILAZZO		CALABRIUM	APSCHERON
GÜNZ	VILLA - FRANCHIEN	EMILIEN UNTER-CALABRIUM	
SIZIL	PLAIS - ANCIEN		
CALABRIUM			
PRÄ - GÜNZ			
PLIOZÄN			

Abb. 2a Quartärstratigraphie des Mittelmeerraumes nach ausgewählten Literaturangaben.

STUFENLAND VON KORINTH	BILLET (1963)	KERAUDREN (1970-72)	v. FREYBERG (1973)	SCHRÖDER (1975)	DUFAURE & ZAHANIS (1980)	SEDAT (vgl. Kap. 2.2.3.3)
STUFE A	TYRRHEN APSCHERON	EUTYRRHEN TSCHAUDA	EUTYRRHEN RISS	1. PRÄ-PALÄO-TYRRHEN-ZYKLUS TSCHAUDA	TYRRHEN	ZYKLEN VI/VII = EUTYRRHEN
STUFE B			? WÜRM-INTER-STADIAL		TYRRHEN	ZYKLUS VI = EUTYRRHEN
STUFE C		EUTYRRHEN TSCHAUDA	T Y R R H E N		? MILAZZIEN	ZYKLEN III - V= PALÄOTYRRHEN
STUFE D		EUTYRRHEN		3. PRÄ-PALÄO-TYRRHEN-ZYKLUS	? MILAZZIEN	ZYKLUS ? VII = EUTYRRHEN ZYKLUS III = PALÄOTYRRHEN
STUFE E				? QUARTÄR	? MILAZZIEN	ZYKLUS III = PALÄOTYRRHEN
STUFE F		EUTYRRHEN		? QUARTÄR	? SIZIL II	ZYKLUS II = 1. PRÄPALÄO-TYRRHEN-ZYKLUS
HÖHERE STUFEN				? QUARTÄR	? SIZIL I UND ÄLTER	ZYKLUS I = PLIO - PLEISTOZÄN

Abb. 2b Stratigraphie der pleistozänen Ablagerungen des Stufenlandes von Korinth nach Literaturangaben und Neubearbeitung.

Die Schichtenfolge des an das Arbeitsgebiet angrenzenden Kanaleinschnitts (s. Abb. 1) wird von NEUSER et al. (1982) in 8 Marin-Brack-Großzyklen (N1, N2 und A-F) gegliedert. Aufgrund der aufgefundenen Foraminiferen-Gemeinschaften wird der 3. Zyklus (A, mit Einschränkungen auch die beiden ersten Zyklen) ins Altquartär, der 4. und 5. Zyklus (B und C) ins Sizilien und die drei letzten Zyklen (D-F) aufgrund von Stromben-Funden ins Tyrrhen (Paläo- und Eutyrrhen) eingestuft.

Eine tabellarische Zusammenfassung der wichtigsten Literaturdaten zur Pleistozänstratigraphie im Mittelmeer und zur stratigraphischen Stellung speziell der Schichten im Stufenland von Korinth ist in den Abbildungen 2a und 2b wiedergegeben.

Marin - Brack - Wechsel in den pleistozänen Schichten

T. FUCHS (1877) und PHILIPPSON (1890) bemerkten in der oberen, überwiegend marinen Sand- und Konglomeratfolge des Isthmus limnisch - brackische Einschaltungen. Sie bestimmten neue Limnocardienarten (T. FUCHS fand **Cardium tenue**, PHILIPPSON beschrieb erstmals **Cardium (Didacna) fuchsi**) und verglichen diese Arten mit brackischen Cardien, die EICHWALD (1838) vom Schwarzen und vom Kaspischen Meer beschrieben hatte.

GILLET (1938, 1963 und 1973) griff die Beobachtungen T. FUCHS's und PHILIPPSON's auf, stellte die beiden Limnocardienarten nebst einiger Gastropodenarten neben Apscheron - Fauna des Kaspischen und Schwarzen Meeres und leitete daraus für die Brackwasserschichten bei Korinth ein Villafranchien - Alter (Apscheron) ab.
KERAUDREN (1970-72) stellte Brackablagerungen bei Kiato denen von Neu-Korinth gleich und stufte sie ebenfalls ins Villafranchien (jedoch Tschauda) ein.
Die Ähnlichkeit der Brackfaunengemeinschaften von Korinth und dem Schwarzmeer - Kaspi - Bereich ließ GILLET (1963) an eine Verbindung über den Bosporus denken, obwohl sie auch kurz die Möglichkeit einer lokalen Entwicklung der Limnocardien des Korinther Raumes aus **Cardium edule** erwähnte. Einen entwicklungsgeschichtlichen

Zusammenhang zwischen den Ablagerungen des Schwarzmeer - Kaspi - Raumes und denen des Korinther Raumes sehen auch KERAUDREN (1970-72) und SCHRÖDER (1975, S.159).
Sprachen GILLET und KERAUDREN noch von einer Brackwasser- Ablagerung in den quartären Schichten des Raumes Korinth, so differenzierte v.FREYBERG (1973, Tab.2) zwischen älteren (Apscheron) "Limnocardienschichten von Kalamaki" und den marinen Ablagerungen des Tyrrhen II (Riss - Würm) unmittelbar vorausgehenden "Didacna-Schichten von Neu-Korinth".

Neuere Bearbeitungen der quartären Schichten bei Korinth (Perachora - Halbinsel: RICHTER 1974, HERFORTH & RICHTER 1979, RICHTER et al. 1979; Kanal von Korinth: NEUSER et al. 1982) haben gezeigt, daß nicht ein Brackwasserstadium die sonst marine Sedimentation im Quartär unterbricht, sondern gleich mehrere (NEUSER et al.(1982) beschreiben aus dem Kanaleinschnitt 8 Marin-Brack- Zyklen, von denen zumindest 6 dem Quartär angehören sollen).

Stufenland von Korinth: Bruchstufen oder sedimentäre Terrassentreppe ?

Die Deutung des Stufenlandes von Korinth als sedimentär angelegte Terrassentreppe wird erstmals bei CURTIUS (1852, zit. bei v.FREYBERG 1976) erwähnt.

T. FUCHS (1877) beobachtete zahlreiche Störungen im unmittelbaren Bereich des Isthmus, was zur Interpretation des Isthmus als Grabensenke zwischen Gerania-Gebirge und Oneion-Gebirge führte.

E. FUCHS (1888) schrieb die Bildung unterschiedlicher Schichteinheiten im Kanaleinschnitt einer mehrphasigen tektonischen Hebung zu, die eine sukzessive Verlagerung der küstennahen Faziesgürtel zur Folge hatte.

"Denudationsflächen" in der Sand- und Konglomeratfolge im Kanaleinschnitt deutete PHILIPPSON (1890, S. 19) als "Zeugen von Strandverschiebungen" und führte diese auf synsedimentäre tektonische Aktivität zurück. Der Aufbau des Stufenlandes von Korinth wird mit einem etwa E-W-streichenden tektonischen Schollensystem ("korinthisches Spaltensystem"), dessen Nordschollen gegenüber den

Südschollen abgesenkt sind, erklärt.

Anknüpfend an die Beobachtungen PHILIPPSON's (1890) interpretierte v. FREYBERG (1952, 1973, 1976) den Isthmus von Korinth als "Kippschollenkreuzung". Dieses tektonische Gebilde besteht aus einem nach Osten geneigten südlichen Schollensystem, einem nach Westen geneigten nördlichen Schollensystem und einem neutralen Zentralteil, der die Kippachse repräsentiert. So wird das Stufenland von Korinth als Bruchstufensystem gedeutet, dessen pleistozäne Ablagerungen im wesentlichen gleichen Alters (Tyrrhen II) sind.

SCHRÖDER (1975, S. 150) lehnt wegen nicht beobachteter Störungen und wegen anderer Geländekriterien das Modell v. FREYBERG's ab und interpretiert das Stufenland von Korinth als "hauptsächlich prätyrrhene marine Terrassentreppung entlang tektonisch aufsteigender Küste".

1.3 AUFGABENSTELLUNG

V. FREYBERG (1973) ist es wegen der komplizierten tektonischen Verhältnisse im Bereich des Kanaleinschnitts und wegen der raschen Fazieswechsel in den Schichten des Stufenlandes nicht gelungen, ein befriedigendes Gesamtbild des Pleistozäns am Isthmus von Korinth zu schaffen.

Die Gliederung der pleistozänen Ablagerungen des Kanaleinschnitts in Großzyklen bestehend aus marinen sowie limnisch - brackischen und/oder terrestrischen Sedimenten (NEUSER et al., 1982) und die weite Verbreitung einzelner brackischer Schichten im Stufenland von Korinth (eigene Vorarbeiten) ließ eine Korrelierbarkeit der Schichten beider Gebiete über Fazieswechsel und über ein sehr schlecht aufgeschlossenes Übergangsgebiet hinweg erwarten. Selbst eine Verbindung des Stufenlandes von Kiato mit dem Stufenland von Korinth, die DUFAURE et al. (1976) und DUFAURE & ZAMANIS (1980) begonnen hatten, schien möglich. Erst diese notwendigen Korrelationen gestatten die Einbindung der in den Teilgebieten gewonnen Erkenntnisse in ein Gesamtbild. Wesentliche Aufgaben der Geländeaufnahme (Kapitel 2) sind also:

- Gliederung der Schichten des Stufenlandes von Korinth in Großzyklen einerseits und Korrelation mit den Schichten des Stufenlandes von Kiato andererseits.
- Aufnahme des von Vorbearbeitern bislang ausgesparten, tektonisch schwierigen Gebiets zwischen Kira Wrissi und Oneion - Gebirge und Korrelation der aufgefundenen Schichten mit den Ablagerungen des Stufenlandes von Korinth.

Ergänzend zur Geländeaufnahme und basierend auf der Kenntnis der Geländesituation wurden gezielt Proben genommen, um durch sedimentpetrographische und chemische Untersuchungen (Kapitel 3) die Geländebefunde zu unterstützen. Petrographische und chemische Daten sollen die petrographische Beschreibung der Sedimente ergänzen und hinsichtlich zusätzlicher Kriterien zur im Gelände beobachteten Zyklengliederung und zum Brack-Marin-Wechsel ausgedeutet werden. Die sedimentpetrographischen und chemischen Untersuchungen der Sedimente bilden gemeinsam mit der geologischen Geländeaufnahme die Grundlage für die Deutung des Stufenlandes von Korinth hinsichtlich Stratigraphie, Genese der Schichten und Tektonik.

2. GEOLOGISCHE KARTIERUNG

2.1 VORBEMERKUNGEN

Verwendetes Kartenmaterial

Die geologische Karte dieser Arbeit basiert auf einer topographischen Kartenunterlage im Maßstab 1 : 5000, die vom griechischen "Geographical Service" über Herrn Dr. N. FYTROLAKIS (Athen) zur Verfügung gestellt wurde. Diese Kartenunterlage wurde vom Autor auf einen kleineren Maßstab umgezeichnet.

Geländearbeit und Kartendarstellung

Besondere Sorgfalt wurde auf die Kartierung der Schichtgrenze zwischen pleistozänen marin - brackischen Ablagerungen und den liegenden neogenen Ablagerungen des Korinthischen Mergels verwandt. Im Fall

gesicherten Grenzverlaufs wurden die Grenzlinien durchgezogen gezeichnet. Für exakte Altimetrie- und Mächtigkeitsangaben sind die Daten im Text und in den Säulenprofilen maßgebend.
Die tektonischen Gefügedaten wurden mit einem Breithaupt - Gefügekompaß ermittelt; die Deklination bei Korinth beträgt ca.1° (Griechische Seekarte 1938, 1 : 24960).

Legende, Begriffe und Definitionen

Die Nomenklatur der Gesteine stützt sich im wesentlichen auf die von FÜCHTBAUER (1970) vorgeschlagene Einteilung. Die Schichtbeschreibungen in diesem Kapitel (inkl. der Säulenprofile) basieren auf makroskopischen Beobachtungen. Die Säulenprofile sind mit einem angedeuteten Verwitterungsprofil versehen; zusätzlich ist in den Profilreihen die ungefähre geographische Position der einzelnen Profile zueinander angedeutet. Die in den Säulenprofilen verwendeten Signaturen sind in der Abb. 3 zusammengestellt und erläutert.

Begriffe und Definitionen

Roter und schwarzer Chert Rote und schwarze Kieselgesteine ohne sichtbare Radiolarien

Radiolarit Kieselgestein mit sichtbaren Radiolarien

Chert Graubraune Kieselkalke und -dolomite ohne sichtbare Radiolarien

Peridotit Ultrabasisches, häufig serpentinitisiertes Material aus Ophiolith - Komplexen.

Stufenland von Korinth Gebiet zwischen der Nordwesthälfte des Kanaleinschnitts und Kiato, das von etwa küstenparallel verlaufenden Geländestufen (Stufen) gegliedert wird.

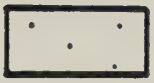
Geländestufen (Stufen) Im Untersuchungsgebiet werden natürliche Hangversteilungen (bis 90° und 30 m Höhe) als Geländestufen (Stufen) bezeichnet. Geologisch bestehen sie an der Basis zumeist aus Ablagerungen des Korinthischen Mergels. Die hangenden Schichten überlagern den Korinthischen Mergel diskordant und setzen sich aus quartären Sedimenten eines oder mehrerer Brack-Marin-Zyklen zusammen.

Pleistozäne Brack-Marin-Zyklen Da die quartären Schichtenfolgen der einzelnen Geländestufen zumeist mit limnisch - brackischen Sedimenten beginnen, werden auch die Schichtenfolgen in Brack-Marin-Zyklen gegliedert. Brack-Marin-Zyklen können mit terrestrischen Sedimenten (z.B. Bodensedimente und äolische Oolithe) abschließen. In dieser Arbeit werden z.T. mehrere Brack-Marin-Zyklen einem stratigraphischen Warmzeit - Kaltzeit - Zyklus zugeordnet (vgl. Abb. 2).

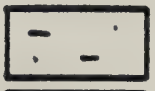
Lokalitäten Die in dieser Arbeit genannten Lokalitäten werden mit Ausnahme der Ortsnamen im Anhang mit Hoch- und Rechtswerten aufgeführt.

LEGENDE ZU DEN SÄULENPROFILEN

Mergel (makroskopisch feinkörnige und karbonatische Sedimente)


Sand (nichtkarbonatische Klastika), Arenit (karbonatische Klastika), Bioarenit (Biogenfragmente) (63 - 2000 µm)

Konglomerat, Blockwerk (Verrundungsgrad wird angedeutet, > 2mm)


Lehm (häufig rot gefärbte, tonige, sandige und arenitische Sedimente, < 2mm)

Oolith (Sedimente mit > 50 % Ooidgehalt)

Schichtgrenze

(Winkel- und/oder Erosions-) Diskordanz

Schrägschichtung

Rutschung

Durch ? Pholaden angebohrte Gerölle

Blaugrünalgen- und/oder Serpelkrusten (-Onkoide)

Bioturbation, (Durchwurzelung)

Korallen bzw. Korallenstock

Schill

grober Molluskenschill

A Limnocardientyp A

B Limnocardientyp B

Pflanzenhäcksel

Strombus bubonius

Landschnecken

Elefantenstoßzahn

AIMLK -> Probenentnahmepunkt (vgl. auch Anhang 6.4)

Abb. 3 Legende zu den Säulenprofilen in den Abb. 4, 5, 8, 10, 11, 13-19, 21 und 46.

2.2 AUSBILDUNG UND VERBREITUNG KARTIERTER SCHICHTEINHEITEN

2.2.1 PRÄNEOGENE ABLAGERUNGEN DES ONEION - GEBIRGES UND DES AKROKORINTH

Die präneogene Schichtengruppe läßt sich in eine stark gestörte Schichteinheit aus lutitischen und onkolithischen Kalken und roten und grünen Chertgesteinen sowie in eine zwar tektonisch beanspruchte, doch einheitlich in nördliche Richtungen verkippte Schichteinheit aus überwiegend groben und schlecht sortierten Konglomeraten und roten, tonig-sandigen, kalkigen Zwischenmitteln gliedern. Gerölle dieser Gesteine finden sich häufig in den Konglomeraten der neogenen und pleistozänen Ablagerungen nördlich des Oneion - Gebirges und des Akrokorinth.

2.2.1.1 KALKE UND CHERTGESTEINE

Petrographie, Verbreitung und Bildungsbedingungen

Der Akrokorinth wird aus einem mächtigen, überwiegend steil nach NW (330/70) verkippten Schichtpaket aus Kalken aufgebaut, das nach drei Seiten hin (N, NW, E) von deutlich zutagetretenden Störungen begrenzt wird. Die Kalke setzen sich überwiegend aus Onkolithen, fossilarmen Kalklutiten und korallen- sowie molluskenschillreichen Kalkgesteinen zusammen; das Ablagerungsmilieu dieser Sedimente kann als flachmarin gedeutet werden. BORNOVAS et al. (1972) haben die Ablagerungen in den Jura eingestuft. Das Oneion - Gebirge wird aus Kalken ähnlicher Fazies aufgebaut, allerdings lassen starke Klüftung und zahlreiche Störungen den Schichtenverband hier als gänzlich aufgelöst erscheinen. Steil nach Norden einfallende Schichtung ist in den Aufschlüssen am N-Rand des Oneion - Gebirges häufig zu beobachten.

Grüne und rote Chertgesteine, die nur nordwestlich und westlich des Akrokorinth aufgeschlossen sind, erweisen sich im Dünnschliff als Radiolarite und können deshalb als Bildungen des tieferen Wassers bezeichnet werden (vgl. GRUNAU, 1965). Über eine Alterseinstufung dieser Ablagerungen ist nichts bekannt. Im NW, neben dem Eingang zur Burg des Akrokorinth, sind die Kalke auf die Radiolarite, die hier wie

auch in anderen Aufschlüssen am Akrokorinth stark zerschert sind, aufgeschoben.

2.2.1.2 GROBKONGLOMERATE

Petrographie und Verbreitung

Östlich (in nordöstliche Richtung einfallend) und westlich (in nordwestliche Richtung einfallend) des Kalkklotzes des Akrokorinth und benachbarter Kalkfelsen sind über 100 m mächtige steil gestellte Konglomeratpakete mit dunkelroten sandig - tonigen und kalkigen Zwischenlagen aufgeschlossen (siehe Profil 1, Abb. 4). Die Konglomerate haben eine wechselnde Zusammensetzung: während östlich des Akrokorinth Peridotitgerölle, die in matrixarmen Partien durch grobkristallinen Karbonatzement verkittet sind, überwiegen, ist nordwestlich des Akrokorinth ein Wechsel zwischen peridotitgeröllreichen und karbonatgeröllreichen Bänken zu beobachten; letztere sind häufig stärker verfestigt und daher als Härtlinge herausgearbeitet. Westlich des westlichsten Kalkfelsens (vgl. geol. Karte) liegt ein überaus grobes Konglomerat mit Blockwerk, das sich hauptsächlich aus olivgrünen Sandsteingeröllen zusammensetzt, direkt auf zerscherten roten Cherten. Die Sandsteingerölle, die einen Durchmesser von bis zu einem Meter erreichen, weisen eine Reihe von Sedimentgefügen auf, unter denen Schrägschichtung, gradierte Schichtung und schlechte Sortierung und Zurundung der Sand- bis Feinkieskörner besonders hervorzuheben sind.
Der große Anteil Loferit-ähnlicher feingeschichteter Kalksteine und Breccienkalke an dem nur untergeordnet vertretenen Kalkgeröllspektrenanteil ist auffällig, da diese Kalksteintypen in Ablagerungen des nahegelegenen Akrokorinth sowie seiner

Abb. 4 Profil 1, NW-Hang des Akrokorinth; präneogene Grobkonglomerate im Wechsel mit tonig-sandigen Zwischenmitteln (s. Legende in Abb.3).

Nachbarkalkfelsen noch nicht anstehend beobachtet werden konnten, wohl aber in einem Aufschluß südlich Examilia am N-Rand des Oneion-Gebirges. Die an Sandsteingeröllen reiche Schichtenfolge geht über in Konglomeratschichten, die von Peridotit- und Kalkgeröllreichtum gekennzeichnet sind. Peridotitgerölle erreichen lokal einen Durchmesser von 80 cm und sind unterschiedlich stark verwittert.
Dunkelrote, blättrige, tonige Silt- und Sandsteine sind als Lagen zwischen den Konglomeratbänken häufig zu beobachten. Sie sind allgemein fossilfrei, weisen jedoch zuweilen Bioturbation auf (vgl. Profil 1). Gelegentlich sind Trockenrisse zu beobachten. Nordwestlich des Eingangs zur Burg des Akrokorinth sind in einer solchen feinklastischen Folge dünnplattige (cm) Kalke aufgeschlossen, die jedoch außer Wühlgefügen keinerlei Biogene (nach Dünnschliffbeobachtungen) enthalten.

Das Hangende der Grobkonglomerate am Akrokorinth wird von sandigen kalkgeröllreichen Mittelkonglomeraten des Korinthischen Mergels (s.u.) gebildet. Zuweilen wechsellagern diese Konglomerate mit Mergeln und Sandsteinen, die Süßwasserfauna enthalten.
Mit den Grobkonglomeraten des Akrokorinth vergleichbare Ablagerungen sind in einer Reihe von Aufschlüssen am N-Rand und E-Rand (außerhalb des Arbeitsgebiets) des Oneion - Gebirges aufgeschlossen (vgl. geol Karte). Im Gegensatz zu den Ablagerungen am Akrokorinth enthalten sie dort jedoch häufig eine Mergelmatrix und meist ein Übergewicht von Kalkgeröllen gegenüber Peridotitgeröllen, bieten aber sonst das gleiche Erscheinungsbild. Sie haben zu den hangenden plattigen Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten des Korinthischen Mergels, die zuweilen reichlich limnische Fauna enthalten, einen tektonischen Kontakt.

Bildungsbedingungen

Das Fehlen jeglicher mariner Biogene, das Überwiegen grobklastischer Sedimente und das Auftreten roter feinklastischer Sedimente mit gelegentlich zu beobachtenden Trockenrissen deutet auf ein terrestrisches Ablagerungsmilieu hin. Sehr grobe Gerölle (Durchmesser bis 1 m) lassen einerseits auf relativ geringe Transportweiten in - wie die Rundung der Gerölle anzeigt - aquatischem Milieu schließen, andererseits zeigt die Menge von Geröllen heute im Arbeitsgebiet nicht

anstehender Gesteine (olivgrüner Sandstein, Peridotitgerölle) eine im Vergleich zu heute völlig andersartige paläogeographische und geologische Situation an.

Tektonik

Die Konglomeratpakete östlich und westlich des Akrokorinth sind stark in nördliche Richtungen verkippt. Das Einfallen der Schichtung nimmt dabei von Süden nach Norden leicht ab, sodaß nur noch eine geringe Diskordanz zu den an einigen Stellen aufliegenden Mergeln und Konglomeraten des Korinthischen Mergels (s.u.) besteht. Neben Verbiegungen in dünnen Kalkbänken sind intensive Zerscherungen der tonig - sandigen Zwischenschichten besonders häufig zu beobachten. Auch die Konglomerate sind oftmals tektonisch gestört und haben ein mürbes Erscheinungsbild, das auch durch das partielle Anlösen der Peridotit - Gerölle hervorgerufen wird. Am N-Rand des Oneion - Gebirges fallen die Schichten - soweit es die Aufschlüsse erkennen lassen - nach Norden ein und sind in einem Aufschluß südlich Examilia (vgl. geol. Karte) an einer steil nach Süden einfallenden Störung auf plattige, steil nach Norden verstellte Mergel aufgeschoben. Peridotitgeröll-reiche Schichten am E-Rand des Oneion - Gebirges fallen nach Süden ein.

Stratigraphische Einstufung

Die Grobkonglomerate lassen sich einstweilen lithostratigraphisch wie folgt einstufen: nach der Geländesituation sind sie zwischen die Kalkgesteine des Akrokorinth und die Ablagerungen des Korinthischen Mergel zu stellen.

2.2.2 ABLAGERUNGEN DES KORINTHISCHEN MERGEL

"Korinthischer Mergel" (vgl. v. FREYBERG 1973, S. 52) wird im folgenden eine lithologische Einheit genannt, die sich im Arbeitsgebiet vorwiegend aus feingeschichteten Mergeln zusammensetzt. Im Bereich des Isthmus von Korinth werden für Gesteine dieser Fazies seit Alters her Lokalnamen verwendet, da eine für dieses Gebiet gültige biostratigraphische oder lithostratigraphische Gliederung zur Einstufung meist isolierter Vorkommen noch nicht zur Verfügung steht.

Ablagerungen des Korinthischen Mergels bilden im gesamten Arbeitsgebiet das Liegende pleistozäner Sedimente, von denen sie fast immer durch eine deutliche Winkeldiskordanz getrennt sind.

Petrographie, Verbreitung und Bildungsbedingungen

Im Gebiet zwischen dem Kanaleinschnitt im Osten und Lechäon im Westen ist der Korinthische Mergel durch einen Wechsel limnisch - brackischer und mariner Ablagerungen gekennzeichnet. Im übrigen Teil des Untersuchungsgebietes sind allein Ablagerungen des Korinthischen Mergels in limnisch - brackischer Fazies anzutreffen.

Im Einschnitt des Kanals konnten Ablagerungen des Korinthischen Mergel von etwa 80-100 m Mächtigkeit (v. FREYBERG, 1973, S. 53) erfaßt werden. Die Mergel "mariner Ingressionen" sind im Kanaleinschnitt stellenweise reich an Korallenstöcken.
Die Mergel limnisch - brackischer Fazies weisen z.T. reichlich Neritinen, Melanopsiden, Dreisseniiden, Limnocardien und - in cm-m-mächtigen Lagen angereichert - Rot-Blaugrünalgenonkoide (mm-dm Durchmesser) auf (NEUSER et al. 1982).

In einem schlecht aufgeschlossenen Übergangsgebiet zwischen NW-Teil des Kanals von Korinth und Korinth sind nur limnisch - brackische Mergel, die in cm - mächtigen Arenitlagen Limnocardien des Limnocardientyps A (vgl. Kap. 2.3.2.2) enthalten, anzutreffen (verschiedene Vorkommen zwischen Lok. 80/4 und Bahnhof von Korinth). Aufschlüsse westlich des Ortsausgangs von Korinth bieten dagegen ein eindrucksvolles Bild limnisch - brackischer und mariner Ablagerungen des Korinthischen Mergels. Der Korinthische Mergel setzt sich hier aus einer Wechselfolge von schräggeschichteten Konglomeraten , m-mächtigen westvergenten Mergel - Rutschhorizonten und aus feingeschichteten marinen Mergeln mit Foraminiferen zusammen (vgl. Profil 2 der Abb. 5). Die Konglomerate enthalten eine limnisch - brackische Faunengemeinschaft bestehend aus **Adelinella elegans, Theodoxus micans, Viviparus sp.** und **Dreisseniiden.** Die Mergel - Rutschhorizonte enthalten Schill sowohl mariner Fauna (Pectiniden und Mytiliden) als auch brackischer Biogene (Dreisseniiden, reichlich Blaugrünalgenonkoide von mm-cm Durchmesser). Die Mergel - Rutschhorizonte sind von cm-dm-mächtigen Arenitlagen gegliedert, die Ostracoden und Characeen - Oogonien enthalten. Gelegentlich können

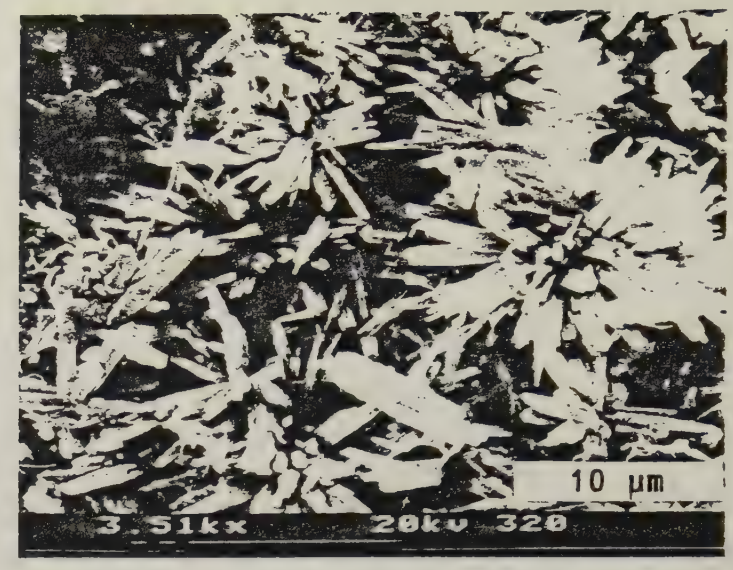


Abb. 6 Aragonitsternchen in marinen Ablagerungen des Korinthischen Mergels in Profil 2.

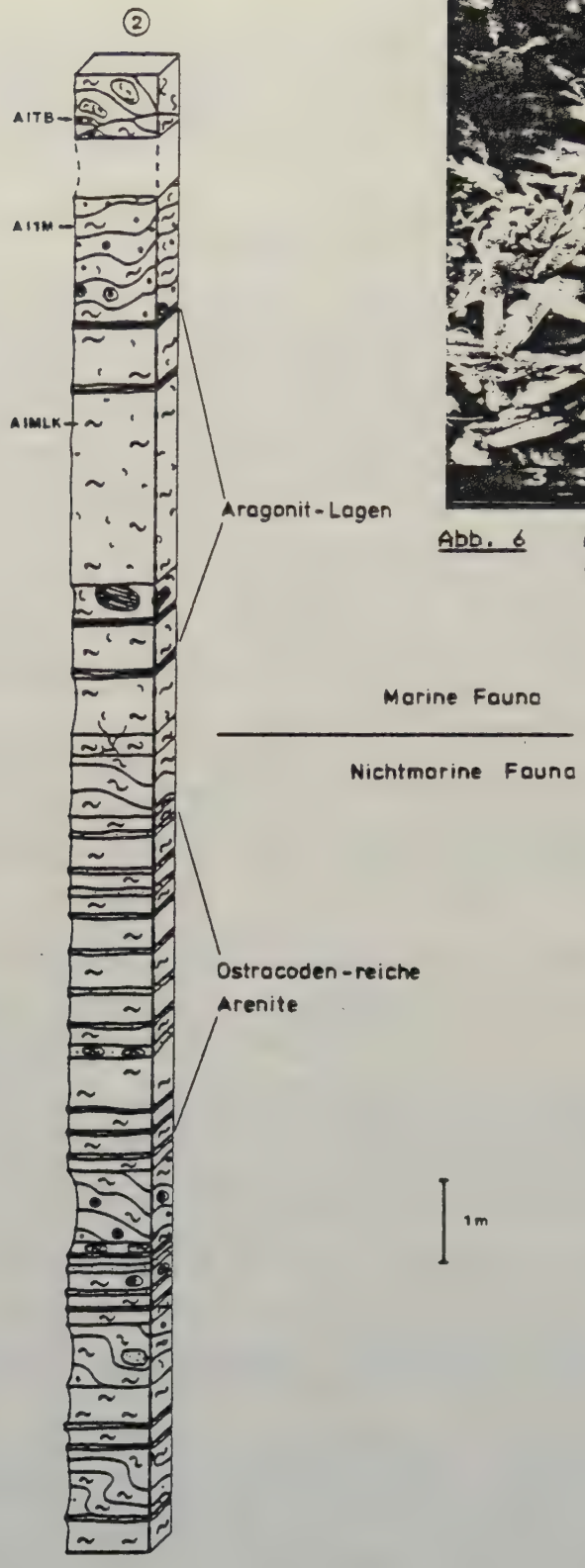


Abb. 5 Profil 2, Ablagerungen des Korinthischen Mergels westlich von Korinth zwischen Lok. A III und Lok. A I (s. Legende in Abb.3).

mm-cm-mächtige schräggeschichtete oder feingeschichtete weiße feine Lagen feinkörnigen Materials beobachtet werden, das sich im Rasterelektronenmikroskop (siehe Abb. 6) als aus 10 µm großen Aragonitsternchen mit hohem Strontium-Gehalt (> 7000 ppm) zusammengesetzt erweist.
Aragonitische Lagen ähnlicher Zusammensetzung werden von RICHTER et al.(1979) von der Perachora - Halbinsel beschrieben und von NEUSER et al. (1982, S.100) im Zusammenhang mit verstärkter Aragonitzementation in verschiedenen Schichten des Kanaleinschnitts als Folge "einer Salinitätserniedrigung des Meerwassers zu Beginn einer marinen Ingression in den Brackwassersee des Golfes von Korinth bei gleichzeitigem CO_2-Entzug durch kurzfristig verstärkte Entwicklung niederer Organismen" gedeutet.

Hinweise auf Genese und Ablagerungsmilieu der Aragonitsternchen könnten auch das gemeinsame Auftreten von Aragonitnadeln und marinen Coccolithen in holozänen Schichten des Schwarzen Meeres geben, die von DEGENS & ROSS (1972) aufgrund von Sauerstoffisotopendaten als brackisch - marine Ablagerungen gedeutet wurden.

Intensive tektonische Zerstückelung der Ablagerungen des Korinthischen Mergels und das Fehlen deutlicher Leithorizonte erlauben es nicht, die Ablagerungen westlich Korinth mit denen des Kanaleinschnitts Schicht für Schicht zu parallelisieren, doch ist wegen der ähnlichen Fazies (Abfolge limnisch - brackischer und mariner Schichten, Rutschungen) und wegen ähnlichen Biogengehalts der Sedimente gleiches Alter für den Korinthischen Mergel beider Vorkommen anzunehmen (s.u.).

Außerhalb der oben umrissenen Gebiete sind im Arbeitsgebiet allein limnisch - brackische Ablagerungen des Korinthischen Mergels anzutreffen (v.FREYBERG , 1973, gibt aus einer Bohrung südlich Korinth 280 m Mächtigkeit an). Neben ruhiger Mergelsedimentation in limnisch - brackischem Milieu (angezeigt durch z.T. reichhaltige **Melanopsiden-, Neritinen-** und **Theodoxen-Fauna** sowie gelegentlich reiche Pflanzenführung ,siehe Profil 3 in Abb. 7b und 8) machen sich im Bereich des Solomos- und des Sadadi-Tals sowie nahe des Akrokorinth Einflüsse von Flüssen, die rote tonige Sande und Kiese (vgl. Konglomeratpaket in der Abb. 7a) in den Mergel - See schütteten, bemerkbar. Zeitliche und ursächliche Zusammenhänge (Klima, tektonische Bewegungen) dieser grobklastischen Schüttungen sind zu vermuten,

Abb. 7a Tektonisch verstelltes Konglomeratpaket des Korinthischen Mergels NW des aus Jurakalken bestehenden Akrokorinth.

Abb. 7b Tektonisch gestörte und gerutschte Ablagerungen des Korinthischen Mergels bei Profil 3 ca. 2.5 km WNW des Akrokorinth; dunkle Lagen sind Lignite, Rutschmassen (R), Rutschung in Pfeilrichtung.

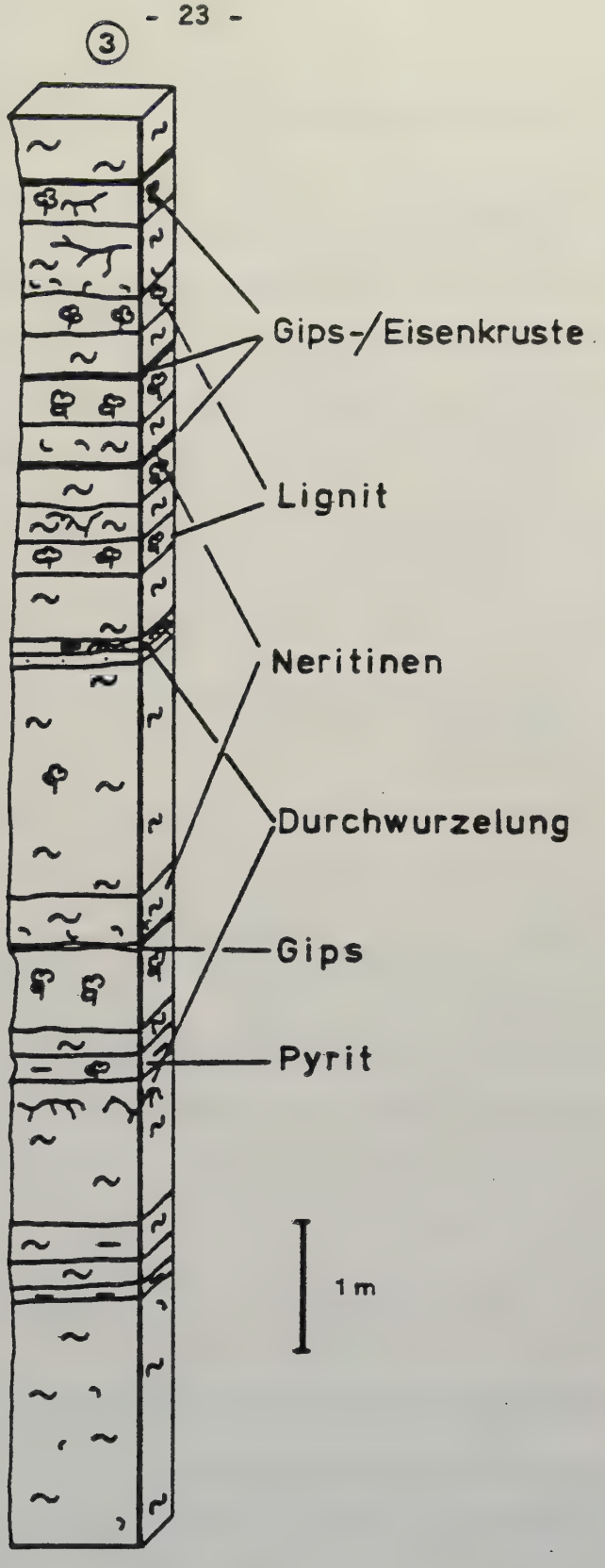


Abb. 8 Profil 3, Ablagerungen des Korinthischen Mergels ca. 2.5 km WNW des Akrokorinth (s. Legende in Abb.3).

jedoch weder durch Geländebefunde noch durch stratigraphische Einstufungsmöglichkeiten zu belegen.

Stratigraphie

Mikropaläontologische Untersuchungen von Proben aus brackisch - marinen Schichten des Kanaleinschnitts und westlich Korinths sowie aus limnisch - brackischen Ablagerungen des Korinthischen Mergels bei Alt-Korinth haben BETTENSTAEDT (1967 in: GARAGUNIS 1967) und MEULENKAMP (schriftl. Mitteilung 1980) durchgeführt. MEULENKAMP (s.o.) stuft die Proben ins Oberpliozän - Altquartär ein, während BETTENSTAEDT (s.o.) oberes Pliozän annimmt.

Neuerdings hat SAUVAGE (1977) aufgrund von Pollenanalysen oberpliozänes Alter für Schichten des Korinthischen Mergels im Kanaleinschnitt, westlich Korinth und bei Kalamaki bestimmt. Diese Altersangaben mögen für die Ablagerungen des Korinthischen Mergels im unmittelbaren Bereich des Isthmus von Korinth zutreffen, sind aber vermutlich für Mergel im Bereich des Akrokorinth und westlich davon nicht mehr verbindlich. Wegen des Schichteinfallens nach N - NW sind hier wohl ältere Ablagerungen des Korinthischen Mergels aufgeschlossen, von denen noch keine Altersdatierungen vorliegen.

Aufgrund unzureichender Altersdatierungen ist es daher nicht möglich, die im Bereich des Stufenlandes auftretenden lithologischen Unterschiede in Ablagerungen des Korinthischen Mergels eindeutig als räumliche oder als zeitliche Faziesdifferenzierungen zu interpretieren.

2.2.3 PLEISTOZÄNE MARIN - BRACKISCHE UND FLUVIATILE ABLAGERUNGEN

Vorbemerkungen zur Gebietsaufteilung

Wie die Bearbeitung des Kanalprofils gezeigt hat (v.FREYBERG 1973, NEUSER et al. 1982), sind die pleistozänen Ablagerungen beiderseits einer zentralen "Mergelschwelle" - bestehend aus Schichten des Korinthischen Mergels (PHILIPPSON 1890 und v.FREYBERG 1973 : "Scheiderücken") - faziell sehr unterschiedlich.
Über die Fortsetzung der "Mergelschwelle" im Stufenland von Korinth

lagen bislang nur Vermutungen vor, doch hat sich gezeigt,

- daß die pleistozänen Schichten im Gebiet zwischen der Nordwesthälfte des Kanals und dem Sadadi-Tal (vgl. geol. Karte) den Ablagerungen des NW-Kanaleinschnitts faziell ähneln,
- daß die pleistozänen Schichten im Gebietsdreieck zwischen der Südosthälfte des Kanals, Xilokerisa und Kenchrä (vgl. geol. Karte) größere fazielle Ähnlichkeit mit Schichten des SE-Kanaleinschnitts aufweisen.

Aus Gründen größerer Übersichtlichkeit und besserer Korrelierbarkeit werden im folgenden die pleistozänen Ablagerungen beider Teilgebiete getrennt beschrieben und diskutiert.

2.2.3.1 DAS GEBIET ZWISCHEN DER NORDWESTHÄLFTE DES KANALS UND DEM SADADI-TAL

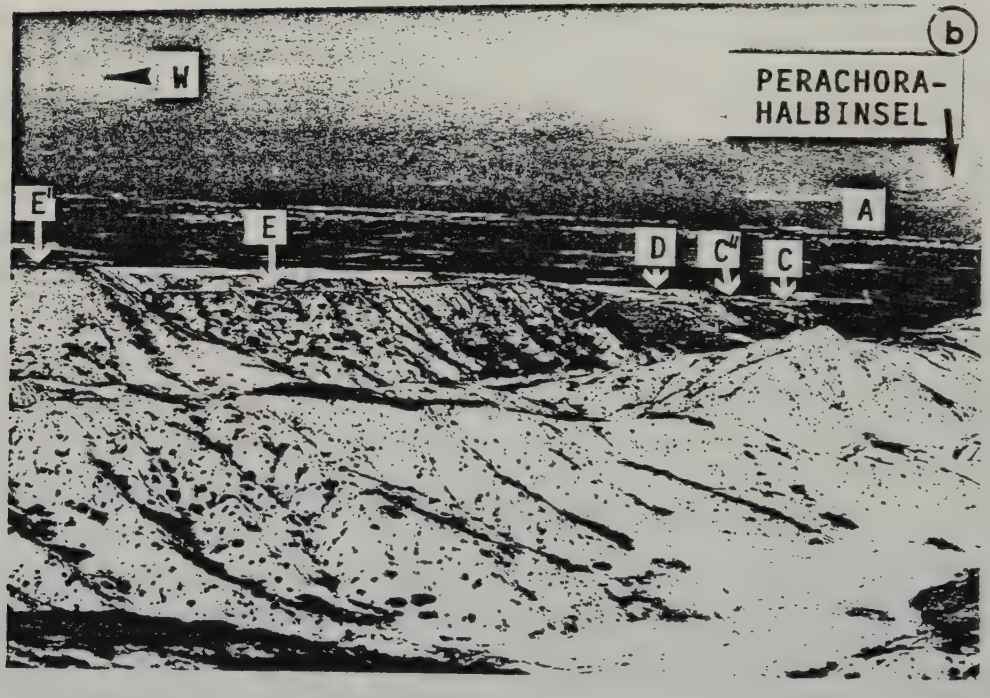
2.2.3.1.1 VORBEMERKUNGEN

Das Stufenland von Korinth im Gebiet zwischen der Nordwesthälfte des Kanals und dem Sadadi-Tal zeichnet sich durch zumeist deutliche fast küstenparallele Geländestufen aus, an denen (häufig diskordant) über Schichten des Korinthischen Mergels pleistozäne Ablagerungen aufgeschlossen sind. Die in Höhe von Alt-Korinth auftretenden Geländestufen werden von N nach S mit zunehmender Niveauhöhe in die Stufen A - F (v. FREYBERG, 1973: Stufen I-V, nebst II-Vorstufe) gegliedert (vgl. Abb. 9a mit einem Ausschnitt der Stufentreppe in Höhe der Autobahnabfahrt Alt-Korinth). Westlich und südwestlich des Akrokorinth sind zwei weitere Stufen höheren Niveaus zu beobachten, die im folgenden mit " G " und " H " (letztere befindet sich bereits außerhalb des Arbeitsgebiets) bezeichnet werden. Die Höhenlage der einzelnen Stufen ist nicht konstant. Sowohl entlang der etwa E-W-streichenden Ausstrichskanten der Stufen als auch in N-S-Einschnitten in die Stufen sind Niveauhöhenschwankungen zu beobachten (vgl. 2.4.2). Die Höhenlage der höheren Stufen F, G und H nimmt von E nach W deutlich zu (vgl. Kap. 2.2.3.1.7 - 2.2.3.1.9 und 2.4.2).
Westlich Alt-Korinth sind zwischen den Stufen B und D sowie zwischen D und F mehrere Stufen unterschiedlichen Niveaus zu beobachten, die wegen untereinander ähnlicher Fazies als Teilstufen C bzw. E

Abb. 9 Die Geländestufen im Stufenland von Korinth:

a. Ausschnitt aus der Stufentreppe in Höhe der Autobahnabfahrt Alt-Korinth (vgl. geol. Karte).

b. Ausschnitt aus der Stufentreppe bei Lok. D' (vgl. geol. Karte).



betrachtet werden. Die jeweils nördlichste der Teilstufen wird als Hauptstufe C bzw. E weitergeführt, während die südlicher gelegenen Teilstufen mit mehreren " ' " gekennzeichnet werden (vgl. Abb. 9b mit einem Ausschnitt der Stufentreppe westlich Alt-Korinth bei den Lok. C', D', E' und E''). Die Entstehung dieser Teilstufen wird in Kap. 2.4.3 und 4.7 diskutiert.

Im Bereich zwischen Korinth und der Nordwesthälfte des Kanals ist die bei Alt-Korinth definierte Einteilung in morphologische Stufen nicht mehr einzuhalten. Die isolierten Vorkommen pleistozäner Sedimente in diesem Bereich werden jedoch ihrer Geländeposition und ihrer Fazies nach den Schichten entsprechender Geländestufen zugeordnet.

2.2.3.1.2 PLEISTOZÄNE ABLAGERUNGEN DER STUFE A

Verbreitung

Die Schichten der Stufe A sind zwischen Lok. 80/30 im E und Lechäon im W verbreitet (vgl. geol. Karte).
Die Höhenlage der Basis der Schichten (vgl. auch Abb. 27) nimmt von Lok. A XIII (36 m ü. NN) im E bis Lechäon (ca. 8 m ü. NN) im W stetig ab; ebenso ist dort, wo der Solomos-Bach die Geländestufenkante durchschneidet (bei Lok. A VIII), ein Absinken der Basis der Schichten nach S zu beobachten (vgl. Kap. 2.4.2).

Schichtenfolge und laterale Faziesverteilung

Die diskordant über Korinthischem Mergel liegende Schichtenfolge der Stufe A läßt sich in dem vollständigsten Profil dieser Stufe - im Profil A I - in drei Schichteinheiten gliedern (s. Abb. 10; vgl. auch RICHTER & SEDAT 1983):

- Die Schichtenfolge beginnt mit einer Arenit- und Sandschicht (ca. 20-40 cm mächtig) mit limnisch - brackischen Biogenen (= Didacna-Schichten, v. FREYBERG 1973), von denen der Limnocardie **Didacna fuchsi PHILIPP.** für die Korrelation der Profile innerhalb der Stufe A besondere Bedeutung zukommt. Die Arenit- und Sandschicht wird von einer etwa 50-60 cm mächtigen mergeligen Biokalkarenitschicht mit mariner Fauna überlagert. Die marine

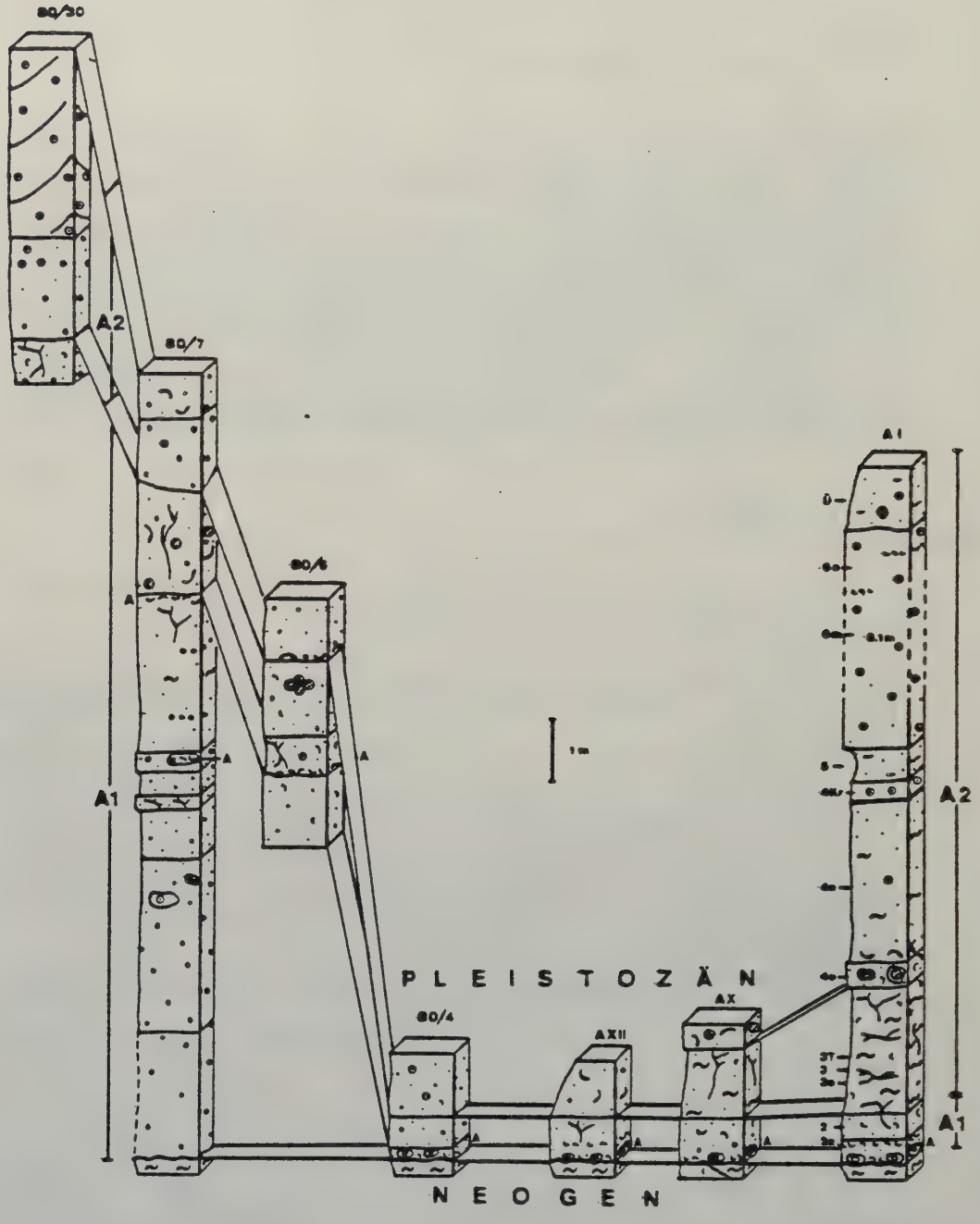


Abb. 10 Profile der Geländestufe A mit Stufen-interner Brack-Marin - Zyklengliederung (A1, A2) (s. Legende in Abb. 3). Die Grenze zwischen dem neogenen Korinthischen Mergel und dem Pleistozän wird durch eine Erosionsdiskordanz gebildet. Am linken Rand des Profils A I sind die Entnahmepunkte der Proben für die sedimentpetrographischen Laboruntersuchungen markiert.

Schicht wird von einer an Mytiliden reichen etwas verhärteten Lage abgeschlossen.

- Im Hangenden fährt die Folge mit einer 3 - 3.5 m mächtigen feingeschichteten und bioturbaten Mergelschicht (= Exiguum-Mergel, v.FREYBERG 1973) fort. Der Fossilinhalt dieser Schicht zeigt nach Ansicht von GILLET (zit. von v.FREYBERG 1973, S. 102) eingeschränkte Salinität an. Am Top der Mergelschicht folgt eine 20-40 cm mächtige Biokalkarenit- bis -ruditschicht, deren Fossilinhalt (Dreisseniiden und Blaugrünalgenonkoide) auf limnisch - brackisches Ablagerungsmilieu hindeutet. RICHTER & SEDAT (1983) haben in den Blaugrünalgenonkoiden Schill mariner Fossilien gefunden. Im Hangenden der Brackschicht sind etwa 3 m mächtige bioturbate Biokalkarenite mit mariner Fauna (Pecten, Pinnen und Echiniden) und mit zum Hangenden zunehmendem Ooidgehalt (primär radial/calcitischer Typ) anzutreffen.
- Die nächste Schichteinheit beginnt mit einer 20 cm mächtigen Oolithbank, die vom liegenden Biokalkarenit durch eine Schichtfuge getrennt ist. In dieser Schicht fanden RICHTER & SEDAT (1983) erstmals **Natica lactea.** Die Oolithbank wird von einem 50 cm mächtigen eingeschwemmten roten Bodensediment überlagert, das seinerseits von einem ca. 8 m mächtigen schillreichen Oolith überdeckt wird. In den Oolithen dieser Schichteinheit finden sich erstmals primär aragonitische und tangential strukturierte Ooide, in denen häufig die in den liegenden Schichten vorherrschenden primär calcitischen und radial strukturierten Ooide als Kerne auftreten.

Die Schichten des Idealprofils A I können in zwei vollständige Brack - Marin - Zyklen (A 1 und A 2, vgl. Abb. 10) gegliedert werden, wobei die hangende oolithische Schichteinheit Änderung der Bathymetrie (Oolithe des Flachstwasserbereichs),verbunden mit einer Änderung des Klimas in Richtung auf eine erneute Brackphase (eingeschwemmtes rotes Bodensediment), anzeigt.

Die Schichten des ersten Brack - Marin - Zyklus (A 1) der Stufe A sind zwischen dem Profil A XIII (der Typlokalität für **Didacna fuchsi** im Stufenland; GILLET 1963) im E und Lechäon im W in ähnlicher Fazies und etwa gleicher Mächtigkeit verbreitet. In einigen Profilen sind allerdings Sedimente der liegenden Brackschicht in der Marinschicht aufgearbeitet (z.B. in Profil A X, vgl. Abb. 10), in anderen Profilen

(z.B. in Profil A III, vgl. geol. Karte) enthält die liegende Brackschicht neben **Didacna fuchsi** größere (m-Durchmesser) Blaugrünalgenbioherme.
Östlich des Profils 80/4 (vgl. geol. Karte) nimmt die Mächtigkeit der Brackschicht des Zyklus A 1 ständig zu und erreicht bei Profil 80/7 etwa 10 m. Die Fazies der Schicht ist bei Profil 80/4 trotz einer Aufschlußlücke von einigen Hundert Metern ähnlich der in Profil A XIII. In Profil 80/7 (vgl. Abb. 10) ist die Brackschicht, die dem Zyklus A 1 zugeordnet wird, in liegende Konglomerate mit wenigen Oolithgeröllen und Konglomeratintraklasten, in eine Diatomitlinse, in eine Feinkonglomeratschicht mit Limnocardien-haltigen (Typ A, vgl. Kap. 2.3.2.2) Konglomeratgeröllen und in einen hangenden gelben Feinarenit mit zahlreichen Exemplaren des Limnocardientyps A (vgl. Kap. 2.3.2.2) gegliedert. Die Mächtigkeit und Fazies der hangenden Marinschicht ändert sich zwischen Profil A I und A XIII kaum, die Schicht wird östlich des Profils A XIII etwas konglomeratischer und mächtiger als westlich dieses Profils. Das Auftreten von Limnocardien des Typs A in zwei Lagen könnte auch als Abfolge zweier Brack-Marin-Zyklen gedeutet werden, wobei die Marinschicht des liegenden Zyklus vor Ablagerung der Brackschicht des hangenden Zyklus wieder erodiert wurde. Gegen diese Deutung spricht jedoch, daß sich die Limnocardien beider Lagen makroskopisch nicht voneinander unterscheiden, und daß die Korngröße vom Liegenden zum Hangenden kontinuierlich abnimmt sowie keine Diskordanzen zu beobachten sind. Aus diesen Gründen wurde der Teil der Schichtenfolge des Profils 80/7, der Limnocardien des Typs A enhält, der Brackschicht des Zyklus A 1 zugeordnet.

Westlich des Profils A I nimmt die liegende Schicht eingeschränkter Salinität des Zyklus A 2 der Geländestufe A in ihrer Mächtigkeit zunächst zu, und ab dem Ortsrand von Lechäon dann wieder ab. Östlich des Profils A I ist bis zum Profil A X (vgl. geol. Karte und Abb. 10) der untere Teil der Brackschicht - wenn auch in reduzierter Mächtigkeit und etwas veränderter Fazies (arenitischer) - deutlich ausgebildet. Östlich Profil A X ist außer den Didacna-Schichten des Zyklus A 1 keine weitere Brackschicht in den Profilen der Stufe A zu beobachten.
Die hangende Marinschicht des Zyklus A 2 der Stufe A ist im Bereich zwischen Profil A X und A I sowie weiter westlich in etwa gleicher Fazies verbreitet. Im Bereich des Solomos-Tals sind die

Marinablagerungen des Zyklus A 2 auffallend reich an gut erhaltenen Turritellen und Aporrhais.
Der hangende Oolith mit eingeschwemmten Bodensedimenten des Zyklus A 2 ist - lückenhaft - nur westlich des Profils A I verbreitet. Im E (bei Profil 80/7) liegt diskordant auf marinen Schichten des Zyklus A 1 ein schwach oolithisches Konglomerat, das etwas westlich von Profil 80/7 eine Gesamtmächtigkeit von etwa 5 m erreicht. Dieses Konglomerat könnte zeitlich dem Oolith bei Profil A I entsprechen. Zwischen Profil 80/7 und 80/30 vollzieht sich im Gelände entlang einer kleinen Stufe ein fazieller Übergang vom oolithischen Konglomerat des Profils 80/7 in den großrippelschräggeschichteten Oolith des Profils 80/30 (vgl. geol. Karte und Abb. 10), der dann bis in den Oolith des Zyklus E des NW-Kanaleinschnitts hinein verfolgt werden kann.

2.2.3.1.3 PLEISTOZÄNE ABLAGERUNGEN DER STUFE B

Verbreitung

Die Schichten der Stufe B sind zwischen Lok. B VI im E und dem W-Rand des Arbeitsgebiets (vgl. geol. Karte) erschlossen. Die Höhenlage der Basis der Schichten liegt bei Lok. B VI im E und Lok. B'II im W etwas über 40 m ü. NN (ca. 40-48 m ü. NN) und zwischen Lok. B V und B'I (vgl. geol. Karte) etwas unter 40 m ü. NN (ca. 32-36 m ü. NN).

Schichtenfolge und laterale Faziesverteilung

Die diskordant über Korinthischem Mergel liegende Schichtenfolge der Stufe B läßt sich im Profil B VI (vgl. geol. Karte und Abb. 11) in zwei Schichteinheiten gliedern:

- eine geringmächtige (10-20 cm) Arenit- und Sandschicht mit limnisch - brackischen Biogenen (darunter zahlreiche Exemplare des Limnocardientyps A (vgl. 2.3.2.2), sowie wenige Großonkoide ähnlichen Typs wie von RICHTER & SEDAT (1983) aus einem Profil der Stufe A beschrieben) und Schill von Korallen,
- eine etwa 2.6 m mächtige Konglomeratbank mit Schill mariner Biogene (Korallen, Glycimeris und Arca); einige Arenitlinsen enthalten Schill von Echiniden.

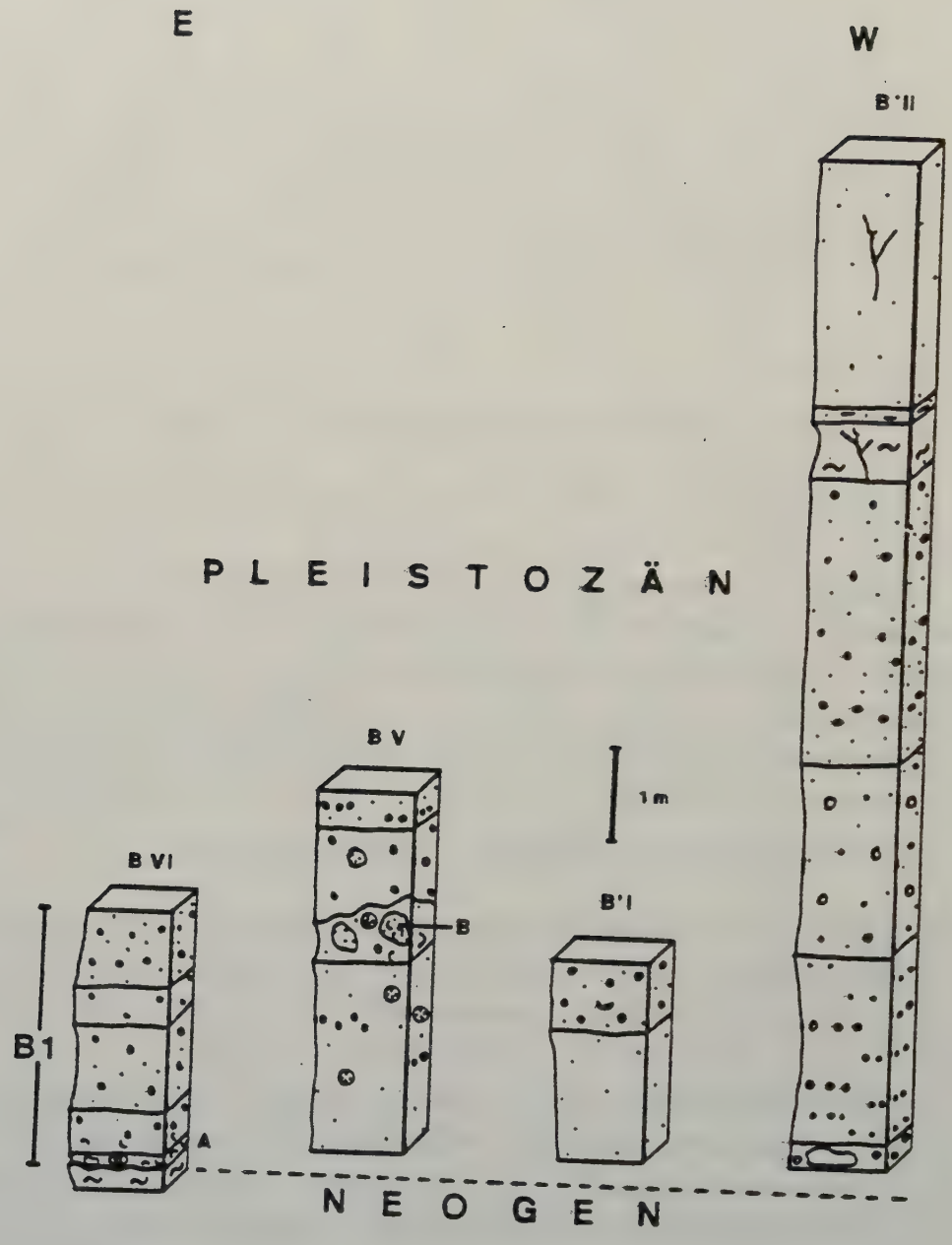


Abb. 11 Profile der Geländestufe B mit Stufen-interner Brack-Marin - Zyklengliederung (B1) (s. Legende in Abb. 3).

Abb. 12 Profil B'II, "Kliff-Kontakt" (Pfeile) der Ablagerungen der Stufe B vor Ablagerungen des Korinthischen Mergels (K) und der Stufe C.

Profil B'II (vgl. geol. Karte und Abb. 11) enthält im Hangenden des Konglomerats eine weitere Schichteinheit, bestehend aus einer grauweißen lehmigen Mergelschicht (60-70 cm), einem geringmächtigen (ca. 20 cm) roten Bodensediment und einem hangenden graubraunen Arenit (ca. 2.6 m), der etwas Korallenschill enthält. Alle Schichteinheiten sowohl aus dem Profil B VI als auch aus dem Profil B'II können in einen Brack - Marin - Zyklus (B 1) gefaßt werden.

Die Brackschicht des Zyklus B 1 ist nur östlich des Solomos-Tals ausgebildet.
Die Marinschicht des Zyklus B 1 enthält in Profil B V auffallend viel Schill mariner Biogene (vorwiegend Korallen) und Arenitgerölle mit Schill des Limnocardientyps B, der für den Brack-Marin-Zyklus C 3 der Stufe C typisch ist, (s. 2.2.3.1.4). Die Fazies der Marinschicht des Zyklus B 1 ändert sich sonst kaum. Die Mächtigkeit der Marinschicht variiert zwischen Lok. B VI und östlich Lok. B'II zwischen 2 und 4 m, und nimmt dann bei Lok. B'II rasch auf etwa 10 m zu (vgl. Abb. 11). Die Zunahme der Gesamtmächtigkeit in Profil B'II ist nicht allein auf das Auftreten der hangenden Bodensedimente und der grauen Arenitbank zurückzuführen, sondern resultiert auch aus der erhöhten Konglomeratmächtigkeit (7 m in Profil B'II gegenüber 2.6 m in Profil B VI).

V. FREYBERG (1973, S. 143) deutete die Ablagerungen der Stufe B (Vorstufe II) als Strandkonglomerate vor der Stufe C; dies schloß er aus der Fazies und aus dem zur Stufe C parallelen Verlauf. Weitere Indizien für diese Deutung sind die bei Lok. B V aufgefundenen Gerölle, die ihrem Biogengehalt nach aus Ablagerungen der Stufe C stammen, und die Kliff-ähnliche Position der Ablagerungen der Stufe B in Beziehung zur Stufe C im Bereich der Lokalitäten B VI und B'II (s. Abb. 12).

2.2.3.1.4 PLEISTOZÄNE ABLAGERUNGEN DER STUFE C

Verbreitung

Schichten der Stufe C sind vom NW-Kanaleinschnitt im E bis zum W-Rand des Arbeitsgebiets und darüber hinaus bis Kiato zu verfolgen. Westlich Lok. C' (vgl. geol. Karte) spaltet sich die Stufe C in die

Stufen C und C'' auf (vgl. auch Kap. 4.7). Die Stufe C'' liegt bei Lok. C' etwa 2-5 m höher als die Stufe C und enthält - obwohl im Detail nicht korrelierbar - faziell ähnliche Ablagerungen wie die Stufe C in diesem Bereich.
Die Höhenlage der Basis der Schichten der Stufe C ändert sich wie folgt (Lokalitäten vgl. geol. Karte, s. auch Abb. 27):

- 1.3 km nordöstlich Lok. C XXII:80 m ü. NN (in Richtung auf den NW-Kanaleinschnitt weiter abnehmend, jedoch nicht aufgeschlossen)
- Solomos-Tal :ca. 63 m ü. NN
- Lok. C III :ca. 45 m ü. NN
- Sadadi-Tal :ca. 60 m ü. NN
- Lok.KER (südl. Kiato) :ca.200 m ü. NN

Die Basis der Schichten der Stufe C'' erreicht im Bereich des Sadadi-Tals eine Höhenlage von etwa 80 m ü. NN.

Schichtenfolge und laterale Faziesverteilung

Die diskordant über Korinthischem Mergel liegende Schichtenfolge der Stufe C läßt sich in Profil C XIX, das neben den Profilen C XXII, C VII und KER eines der vollständigsten Profile der Stufe C ist, in 6 Schichten gliedern (vgl. geol. Karte und Abb. 13):

- Feinkiesiger schillführender (marine Biogene) Sand und Arenit mit vereinzelten Feinarenit- und Mergellinsen (70 cm). In Profil C VII enthält diese Schicht Konglomerat- und Arenitgerölle.
- Hellgelber Mergel, zum Top hin zunehmend bioturbat und arenitisch (1.5 m). Im Profil C XXII treten am Top der Schicht Korallenstöcke auf.
- Feinkiesiger Sand und Arenit mit Schill mariner Biogene; am Top schillreicher (? Limnocardien, schlechte Schalenerhaltung) Tonmergel (80 cm). Äquivalente Schichten weisen in den Profilen C XXII und C VII Blaugrünalgenbioherme auf.
- Mergeliger Feinarenit mit Schill mariner Biogene (vereinzelt Korallenstöcke), am Top stark bioturbat (3 m).
- Stark bioturbater schillreicher Arenit mit limnisch - brackischen Biogenen (darunter zahlreiche Exemplare des Limnocardientyps B, s. 2.3.2.2) und mit viel von Blaugrünalgen umkrusteter Korallenschill

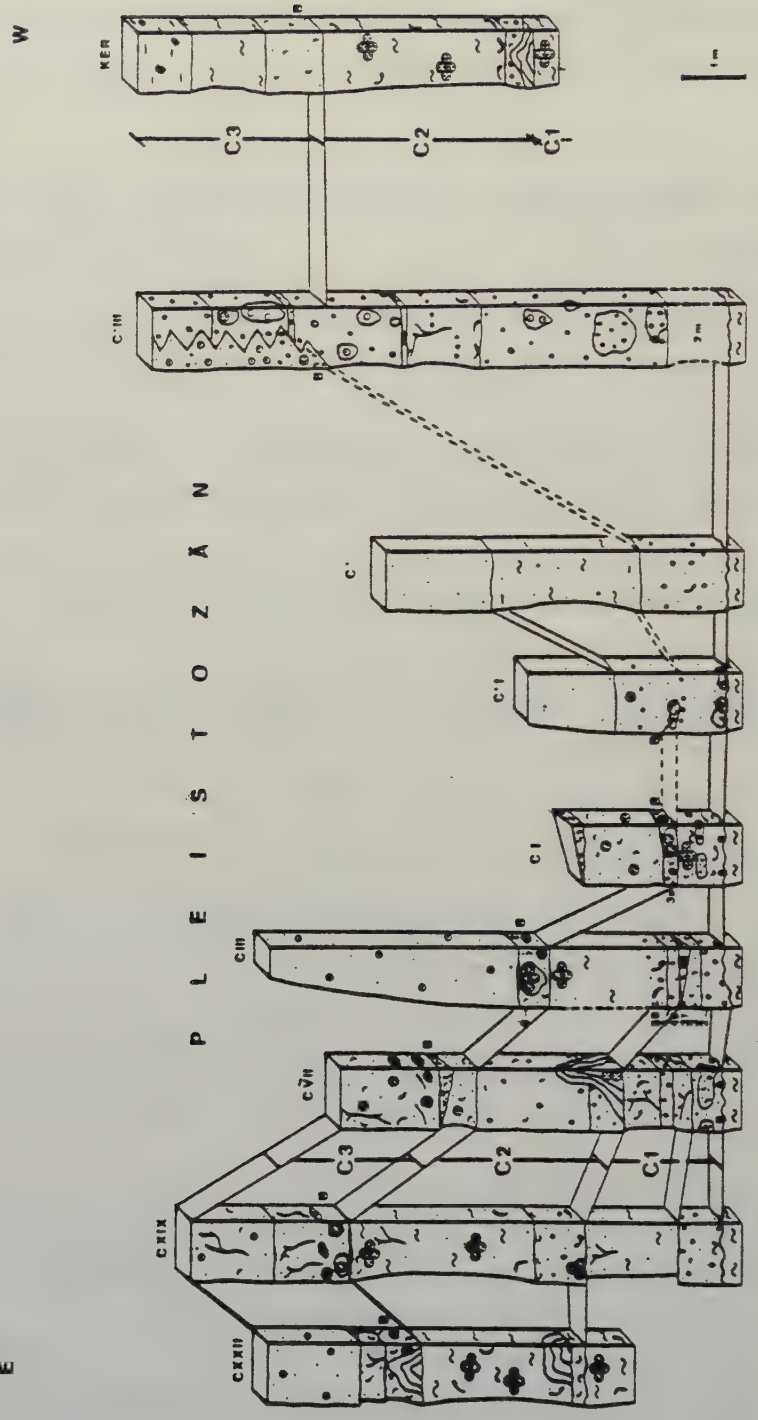


Abb. 13 Profile der Geländestufe C mit Stufen-interner Brack-Marin - Zyklengliederung (C1, C2, C3) (s. Legende in Abb. 3).

(1.2 m). In Profil C XXII enthält diese Schicht Blaugrünalgenbioherme.

- Bioturbater schillreicher (marine Biogene), oolithischer Biokalkarenit bis -rudit (1.3 m). Südlich Lok. C XIX ist diese Schicht großrippelschräggeschichtet mit nach S einfallenden Schrägschichtungsblättern. Südlich Lok. C XIX und bei Lok. C III wird die Schicht von einem roten Bodensediment unterlagert; sie erreicht eine maximale Mächtigkeit von 4 m.

Die oben beschriebenen Schichten können in drei Brack - Marin - Zyklen gegliedert werden (C 1 - C 3, vgl. Abb. 13). Der Brack - Marin - Zyklus C 1 ist unvollständig, ihm fehlt die liegende Brackschicht; er umfaßt die Schichten 1 und 2 sowie den unteren Teil der Schicht 3. Der Zyklus C 2 ist dagegen ein vollständiger Brack - Marin - Zyklus und umfaßt den oberen Teil der Schicht 3 und die Schicht 4. Der Brack - Marin - Zyklus C 3 setzt sich aus den Schichten 5 und 6 zusammen, wobei die marine Schicht 6 bereits zunehmenden terrestrischen Einfluß anzeigt (rote Bodensedimente).

Der Profilaufbau in Lok. C XIX, C VII und KER (vgl. Abb. 13) ist trotz kilometerweiter Entfernungen zwischen den Profilen sehr ähnlich. Im Bereich des Solomos-Tals und zwischen Lok. C I und dem Sadadi-Tal ist die Fazies der Ablagerungen der Stufe C jedoch deutlich gröber und die Gesamtmächtigkeit reduziert; manchmal nur kantengerundete Gerölle in den Konglomeraten lassen auf Zufuhr des groben Materials durch Flüsse schließen.
Im Straßeneinschnitt Korinth-Examilia sowie in einer Einbuchtung in die Stufe C bei Lok. C VII deutet die Vergröberung der Ablagerungen nach S und die gleichzeitige Abnahme der Gesamtmächtigkeiten auf die relative Nähe einer südlich gelegenen Paläoküste hin.
Zwischen der Straße Alt-Korinth - Argos und dem Solomos-Tal sind in isolierten Vorkommen Sedimente aufgeschlossen, die sich nicht in die Profilreihe der Stufe C einordnen lassen (vgl. auch v. FREYBERG 1973, S. 140). Die Hauptvorkommen dieser Sedimente liegen am N-Hang der Stufe C und gehen möglicherweise nach Süden in fluviatile Schotter

über, die die Ablagerungen der Stufe C dort teils überdecken, teils erodiert haben, und sich nach S in das Solomos-Tal hinein fortsetzen (die einzelnen Vorkommen wurden nicht alle in die geol. Karte eingetragen). Die Ablagerungen setzen sich aus den N-Hang der Stufe hinabgerutschten und verkippten groben Konglomeraten (angebohrte Gerölle mit Durchmessern bis zu 0.5 m), aus Wechsellagerungen von Konglomeraten mit gut verrundeten und mit schlecht verrundeten Geröllen sowie aus Aragonit-zementierten Oolithlagen (überwiegend tangential strukturierte, aragonitische Ooide) zusammen. Einzelne Vorkommen enthalten Korallenstöcke und Schill mariner Mollusken, andere weisen kleinwüchsige Mytiliden und Gerölle mit Serpelkrusten auf. Der Fazies und der Lagerung nach können diese Ablagerungen als Sedimente des Deltabereichs gedeutet werden, die an die bereits bestehende Stufe C angelagert wurden.

2.2.3.1.5 PLEISTOZÄNE ABLAGERUNGEN DER STUFE D

Verbreitung

Schichten der Stufe D sind zwischen dem westlichen Ortsausgang von Kira Wrissi und dem Sadadi-Tal verbreitet. Die Basis der Schichten ändert ihre Höhenlage im Arbeitsgebiet wie folgt (Lokalitäten vgl. geol. Karte):

- W-Rand Kira Wrissi : ca. 90-100 m ü. NN
- W-Rand Examilia : ca. 70 m ü. NN
- W-Rand des Solomos-Tals : 100 m ü. NN
- Lok. D I : 88 m ü. NN
- Lok. D'II : 105 m ü. NN
- E-Rand des Sadadi-Tals : 115 m ü. NN

Das von den Ablagerungen der Stufe D gebildete Plateau ist zwischen Lok. D IV und dem Solomos-Tal um etwa 4 % deutlich nach SW geneigt (s. auch 2.4.3).

Schichtenfolge und laterale Faziesverteilung

Die den Korinthischen Mergel diskordant überlagernden pleistozänen Schichten der Stufe D lassen sich in Profil D I in drei Schichteinheiten gliedern (vgl. Abb. 14):

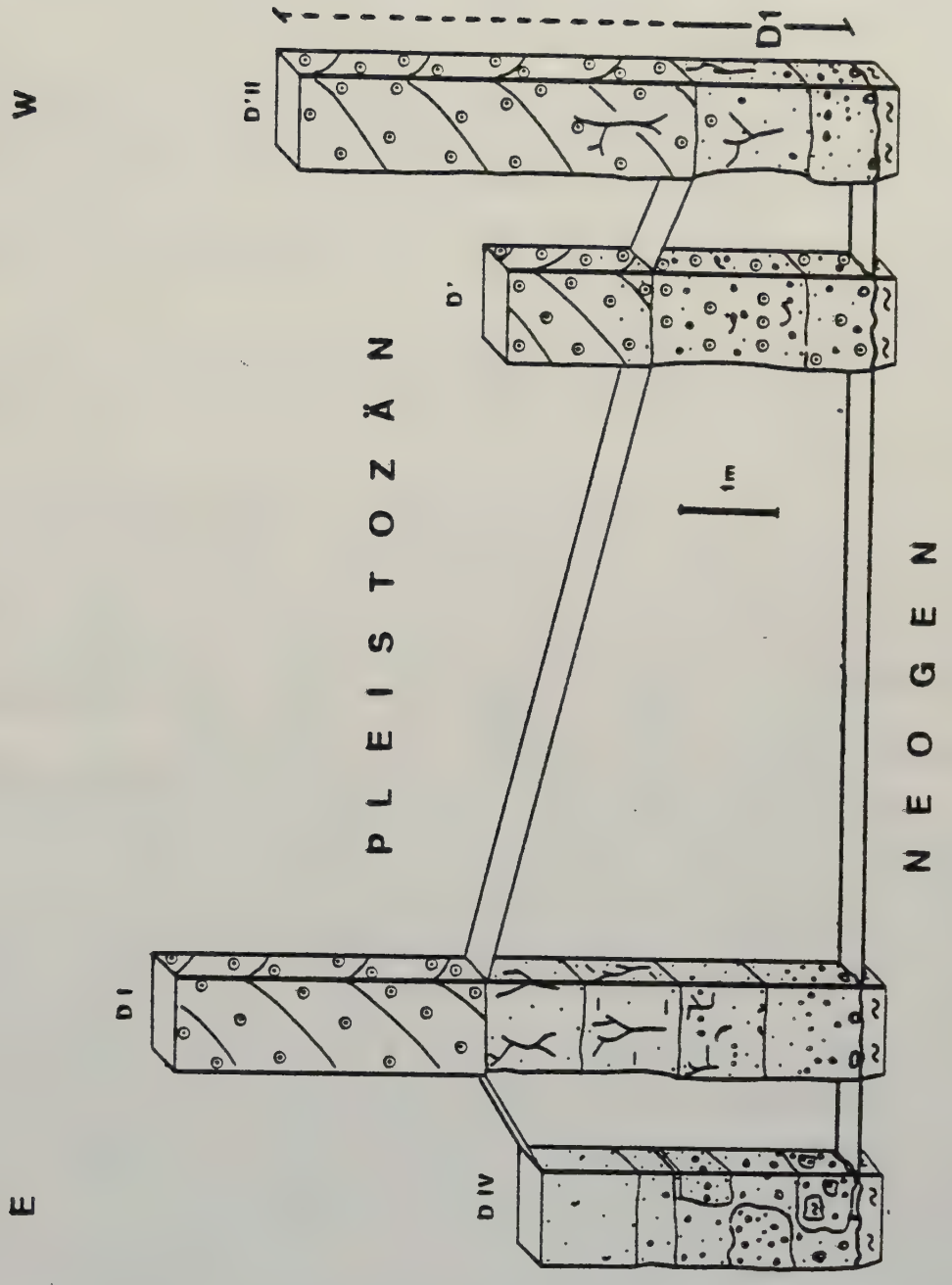


Abb. 14 Profile der Geländestufe D mit Stufen-interner Brack-Marin - Zyklengliederung (D1) (s. Legende in Abb. 3).

- Die Basis bildet eine Konglomerat- und Arenitschicht (ca. 2 m). Die Arenite sind etwas bioturbat und enthalten wenig Schill mariner Biogene.
- Die zweite Schichteinheit setzt sich aus einer liegenden roten Bodensedimentschicht und hangenden graubraunen Areniten zusammen; die Gesamtmächtigkeit beträgt 2 m.
- Den Abschluß der Schichtenfolge in Profil D I bildet ein großrippelschräggeschichteter Oolith (überwiegend tangential strukturierte primär aragonitische Ooide), den schon PHILPPSON (1890, S. 39) wegen seiner nach N und S fallenden Schrägschichtungsblätter als äolischen Dünenzug deutete. Seine Mächtigkeit bei Lok. D I beträgt ca. 3 m.

Die Schichten der Stufe D enthalten keine limnisch - brackischen Biogene und bilden daher einen nur unvollständigen Brack - Marin - Zyklus (D 1).

Die liegende Konglomeratschicht der Stufe D ist im Arbeitsgebiet in ihrer Fazies wenig differenziert. Als Besonderheiten dieser Schicht sind in Profil D IV (vgl. geol. Karte und Abb. 14) große (m-Durchmesser) Konglomeratbrocken, die manchmal von dünnen Serpelkrusten überzogen sind, und in Profil D' (vgl. geol. Karte und Abb. 14) eine Oolithmatrix zu beobachten.
Die roten Bodensedimente der folgenden Schichteinheit sind nur lokal im Bereich des Profils D I aufgeschlossen, während die darauffolgende bioturbate Arenitschicht z.B. auch in Profil D'II anzutreffen ist.
Der hangende großrippelschräggeschichtete Oolith ist vom E-Rand bis zum W-Rand seines Verbreitungsgebietes in fast gleicher Fazies zu beobachten. Er bildet einen parallel zu den Geländestufen verlaufenden diskreten etwa 100-200 m breiten Dünenzug. Zwischen Lok. D I und dem Westrand von Examilia ist er jedoch nicht (mehr) aufgeschlossen. Zwischen Lok. D IV und dem Solomos-Tal sind entlang der Geländestufenkante Spuren des Abbaus des Ooliths, der im Altertum als Baustein verwendet wurde, zu beobachten.

2.2.3.1.6 PLEISTOZÄNE ABLAGERUNGEN DER STUFE E

Verbreitung

Schichten der Stufe E sind zwischen dem Solomos-Tal und dem W-Rand des

Arbeitsgebiets (vgl. geol. Karte) verbreitet. Westlich von Lok. 3 (vgl. geol. Karte) spaltet sich die Stufe E in die Teilstufen (von N nach S) E, E'' und E''' auf (vgl. Kap. 4.7). Die Lokalitäten E', E'' und E''' der o.g. Teilstufen liegen etwa auf einer N-S-Linie und haben Höhenlagen von ca. 120 m, 125-135 m bzw. 180 m ü. NN. Westlich dieser Linie ist die Dreiteilung der Stufe E zwar vorhanden, jedoch recht undeutlich.
Die Höhenlage der Basis der Schichten der Stufe E variiert im Arbeitsgebiet von E nach W wie folgt (Lokalitäten vgl. geol. Karte):

- Ostflanke des Solomos-Tals : 80 m ü. NN
- Lok. E III : 110 m ü. NN
- Lok. E' : 120 m ü. NN
- Lok. E'II : ca. 140 m ü. NN
- Lok. E'III : ca. 170 m ü. NN

Schichtenfolge und laterale Faziesverteilung

Die Fazies der Schichten der Stufe E ist fast durchgehend konglomeratisch, nur gelegentlich (z.B. in Profil E'II und E'III, vgl. Abb. 15) treten Mergel in der Schichtenfolge auf. An der Basis der Konglomerate bei Profil E III sind grobe angebohrte Gerölle (vorwiegend mesozoische Kalke) und marine Fauna (**Strombus bubonius LMK.**-Bestimmung durch Herrn Dr. Anapliotis/Athen, Patellen) zu finden. Die Profile E'II und E'III (vgl. geol. Karte und Abb. 15) enthalten Schill mariner Biogene (vorwiegend Ostreen) und Mergel-, Arenit- und Konglomeratgerölle sowie etwas seltener Oolithgerölle und abgerollte Fragmente von Blaugrünalgenkrusten. In Profil E' konnte ein Elefantenstoßzahn gefunden werden.
Die Ablagerungen der Stufen E'' und E''' sind denen der Stufe E faziell sehr ähnlich, können aber im Detail nicht miteinander korreliert werden.

Die Schichten der Stufen E, E'' und E''' können wegen der überwiegend grobkonglomeratischen Fazies (mit angebohrten Geröllen verschiedener Herkunft) und des terrestrischen Einflusses (belegt durch verschwemmte Mergel und Reste terrestrischer Fauna) als sehr strandnahe Ablagerungen bezeichnet werden.

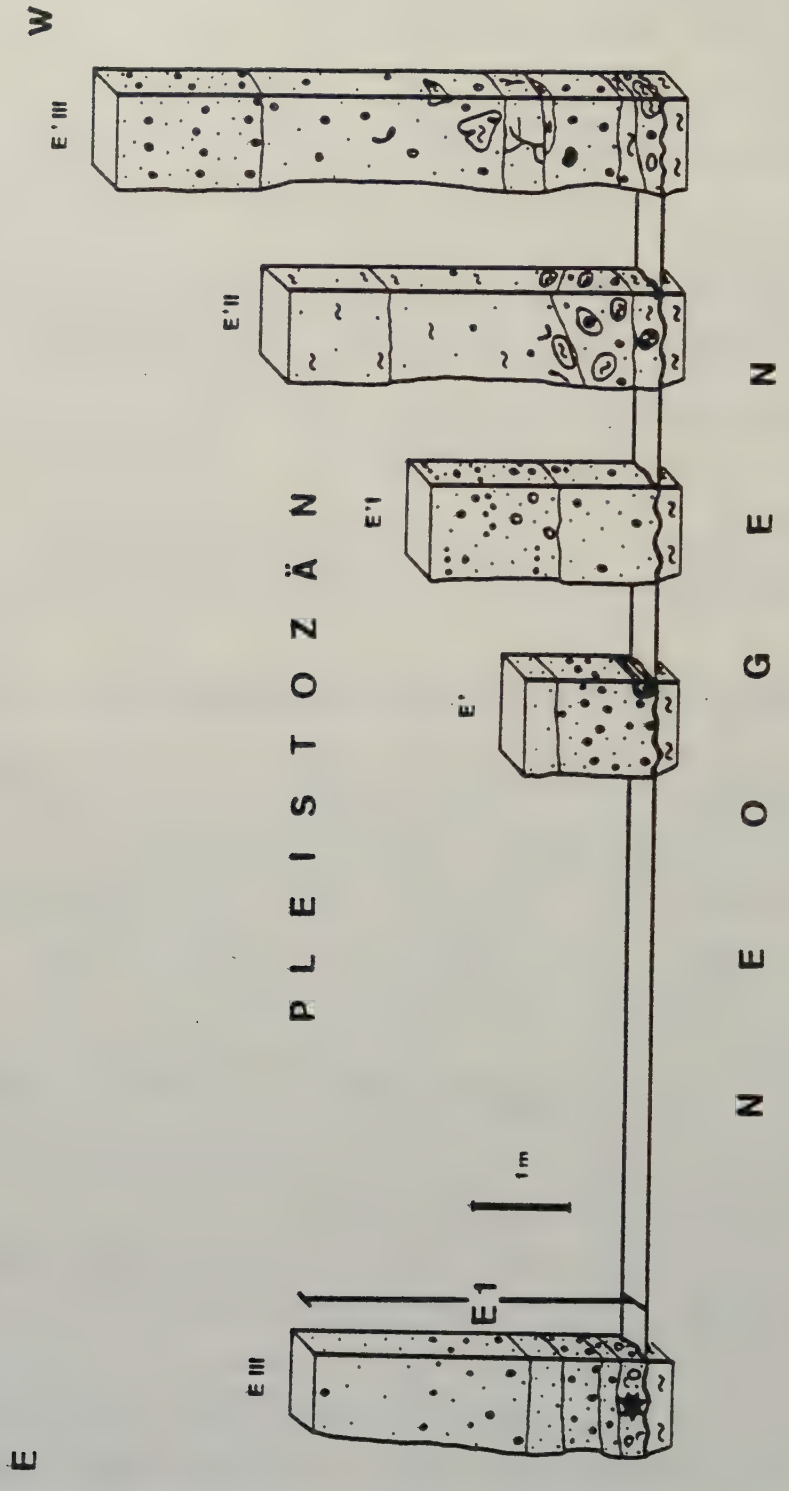


Abb. 15 Profile der Geländestufe E mit Stufen-interner Brack-Marin - Zyklengliederung (E1) (s. Legende in Abb. 3).

Mit Ausnahme der abgerollten Blaugrünalgenkrustenfragmente, die wie die Oolithgerölle als von der höher gelegenen Stufe F umgelagert angesehen werden, enthalten die Ablagerungen der Stufen E, E'' und E ''' wie die der Stufe D keine limnisch - brackischen Biogene und bilden daher einen unvollständigen Brack - Marin - Zyklus (E 1).

2.2.3.1.7 PLEISTOZÄNE ABLAGERUNGEN DER STUFE F

Verbreitung

Schichten der Stufe F sind etwa zwischen Lok. F VIII und dem W-Rand des Arbeitsgebiets (vgl. geol. Karte) verbreitet. Die Höhenlage der Basis der Schichten variiert zwischen 130 m ü. NN im E und 250 m ü. NN im W des Verbreitungsgebiets (vgl. Abb. 27).

Schichtenfolge und laterale Faziesverteilung

In Profil F VII und F VIII (vgl. geol. Karte und Abb. 16) kann die diskordant Korinthischen Mergel überlagernde Schichtenfolge der Stufe F in drei Einheiten gegliedert werden:

- Die Schichtenfolge beginnt mit einer olivgrünen bioturbaten Feinarenitbank (ca. 1 m) mit wenigen unbestimmbaren Schillresten. An der Basis dieser Schicht liegt eine Lage mit bis zu 5 cm großen Geröllen.
- Die Schichtenfolge wird fortgesetzt von einem ca. 1.5-2 m mächtigen oolithischen und arenitischen Konglomerat mit limnisch - brackischen Biogenen (Dreisseniiden, Limnocardien (?) und Blaugrünalgenbioherme).
- Im Hangenden schließt ein ca. 3 m mächtiger Oolith (vorwiegend primär aragonitische und tangential strukturierte Ooide) mit vereinzelten Konglomeratlinsen und wenigen Wühlgängen die Schichtenfolge der Stufe F ab.

Die in den Profilen F VII und F VIII beschriebene Schichtenfolge der Stufe F kann in einen Brack - Marin - Zyklus (F 1) gegliedert werden.

Östlich Lok. F VIII (vgl. geol. Karte) sind Vorkommen pleistozäner

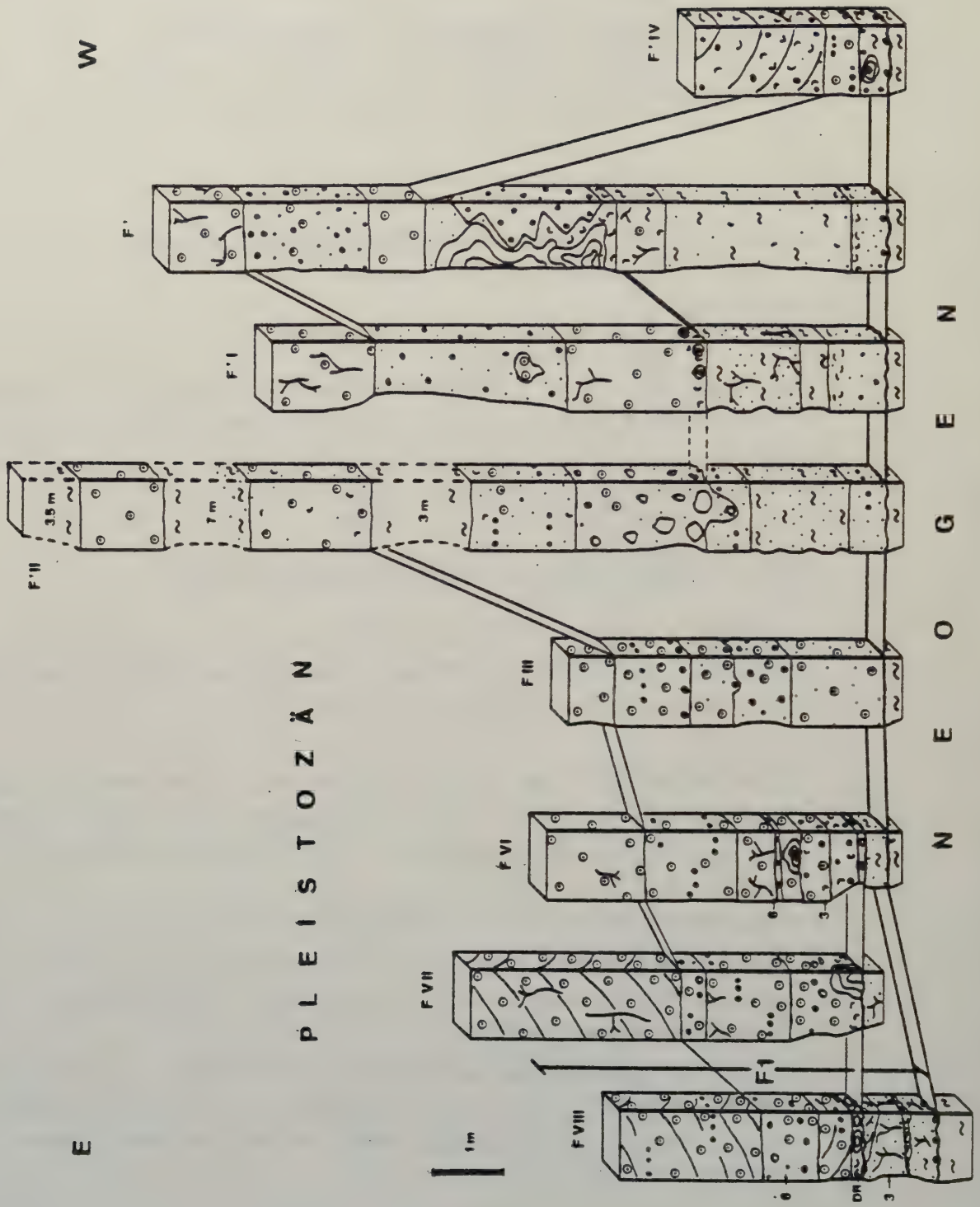


Abb. 16 Profile der Geländestufe F mit Stufen-interner Brack-Marin - Zyklengliederung (F1) (s. Legende in Abb. 3).

Ablagerungen aufgeschlossen, in denen der Fazies der Ablagerungen nach (oolithische Arenite, Blaugrünalgenonkoide) eine Fortsetzung der Stufe F nach E gesehen werden kann.
Westlich des Solomos-Tals ist die liegende Feinarenitbank der Schichtenfolge der Profile F VII und F VIII nicht mehr in gleicher Fazies anzutreffen, doch könnten ihr der Position nach (im Liegenden von Dreisseniiden-, Limnocardien- (?) und Blaugrünalgenkrusten-führende Schichten, vgl. Abb. 16) arenitische, mergelige und schillreiche Schichten der Profile F'II, F'I und F' (vgl. Abb. 16) entsprechen. Der Schill dieser Schichten stammt von wenigen Molluskenarten, es konnten jedoch wegen fehlender Schalenerhaltung nur eine Bittium-ähnliche Gastropode sowie eine Cardium-ähnliche Pelecypode erkannt werden. Schill eindeutig mariner Biogene (z.B. Echiniden und Korallen) fehlt.

Blaugrünalgenbioherme und -biostrome sowie Onkoide neben weggelösten Schillresten von Dreisseniiden und Limnocardien (?) sind kennzeichnend für die zweite Schicht der Schichtenfolge der Stufe F und sind in den Profilen F VI - F VIII sowie F'I, F' und F'IV zu beobachten (vgl. Abb. 16).

Der hangende Oolith der Schichtenfolge der Stufe F ist in allen Profilen zu beobachten. Während er sich in den Profilen F VI - F VIII nur im unteren Teil mit Konglomeraten faziell verzahnt, ist er westlich des Akrokorinth durch relativ mächtige (2-7 m) Mergel-, Arenit-, rote Bodensediment- und Konglomeratschichten gegliedert. In Profil F'II enthält der Oolith Mollusken, von denen sich wegen der schlechten Schalenerhaltung nur Bittium- und Cardium-ähnliche Formen identifizieren lassen.
Aufgrund ähnlicher Fazies werden die Oolithablagerungen in den Profilen des Gebietes zwischen Kira Wrissi, Xilokerisa und Kenchrä (s. Kap. 2.2.3.2.2) als Fortsetzung der Oolithe der Stufe F angesehen.

2.2.3.1.8 " PLEISTOZÄNE " ABLAGERUNGEN DER STUFE G

Verbreitung

Westlich des Akrokorinth sind etwa zwischen Lok. G und Lok. 81/6H

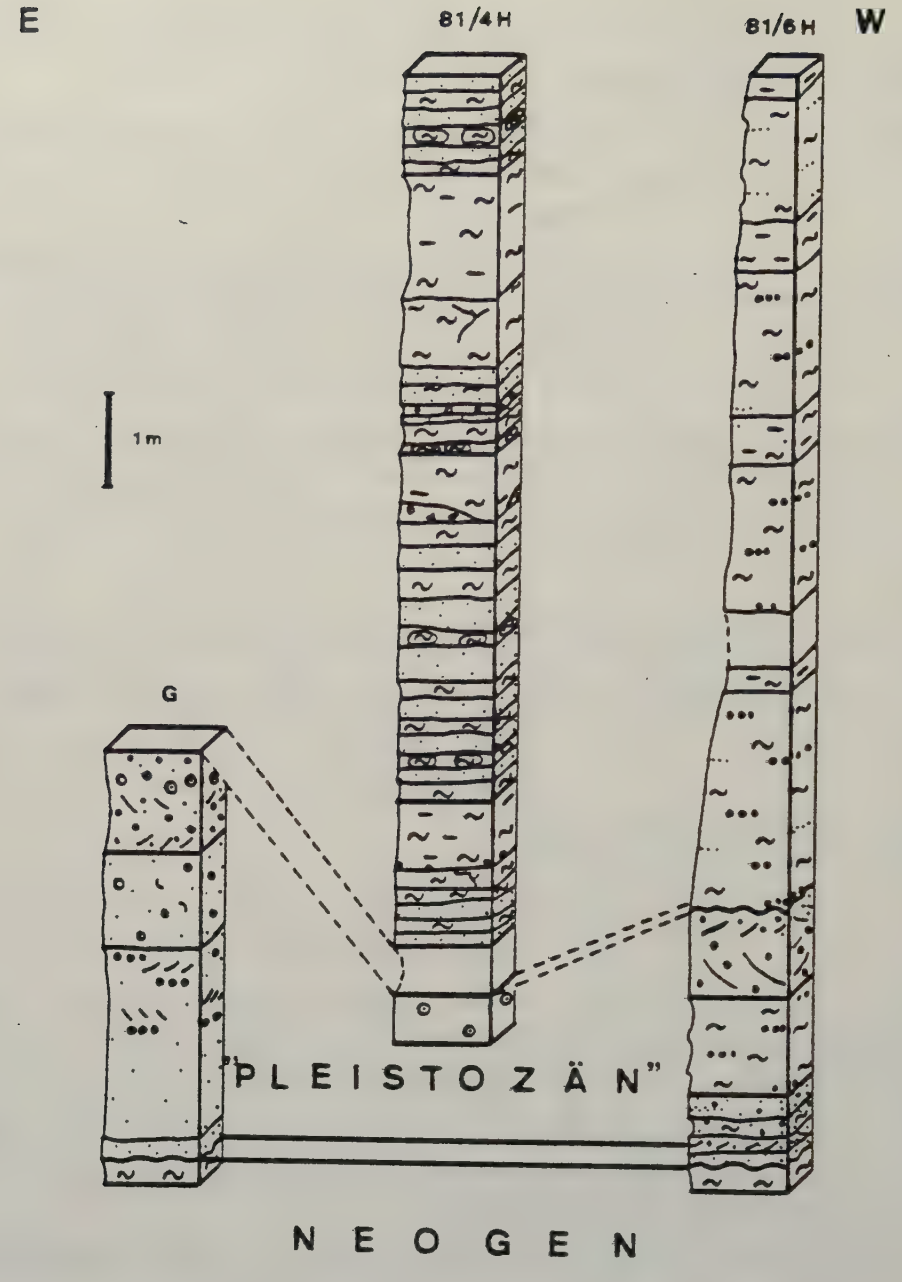


Abb. 17 Profile der Geländestufe G (s. Legende in Abb. 3).

(vgl. geol. Karte) die Reste eines Plateaus mit pleistozänen (?) Ablagerungen, das von E (ca. 290 m ü. NN) nach W (ca. 340 m ü. NN) ansteigt, zu beobachten.

Schichtenfolge und laterale Faziesverteilung

Aus den diskordant Korinthischen Mergel überlagernden Schichten der Profile G, 81/4H und 81/6H (vgl. geol. Karte und Abb. 17) läßt sich die folgende Schichtenfolge für die Stufe G zusammenstellen:

- Die Folge beginnt mit einer konglomeratischen Mergel- und Arenitschicht mit wenigen unbestimmbaren Schillresten (1.5-2 m).
- Darüber folgt ein kleinrippelschräggeschichtetes oolithisches Konglomerat mit gut gerundeten und deutlich abgeplatteten Geröllen (ca. 1 m mächtig).
- Diskordant lagert eine ca. 9 m mächtige zyklische Wechselfolge aus verschwemmten und z.T. brecciierten Mergeln, teilweise durchwurzelten roten Bodensedimenten und Arenit- sowie Konglomeratlinsen auf.

Die oolithische Konglomeratschicht wird aufgrund der Abplattung der Gerölle hier als marine Schicht gedeutet, deshalb kann die Schichtenfolge der Stufe G einem unvollständigen Brack - Marin - Zyklus (G 1) zugeordnet werden, dem die liegende Brackschicht fehlt, der aber eine hangende terrestrische (rote Bodensedimente) Folge aufweist.

Einige isolierte Vorkommen der Ablagerungen der Stufe G (z.B. südöstlich Lok. 81/5H, vgl. geol. Karte) lassen sich wegen ihrer Grobkonglomeratfazies (mit z.T. nur kantengerundeten Geröllen) und wegen fehlender Anzeichen für marines Ablagerungsmilieu (z.B. Schill mariner Biogene) nicht in das Schema der Schichtenfolge der Stufe G einordnen, es besteht daher auch die Möglichkeit, diese Ablagerungen als fluviatile Sedimente zu diskutieren.

2.2.3.1.9 " PLEISTOZÄNE " ABLAGERUNGEN DER STUFE H

Verbreitung

Die Schichten der Stufe H sind südwestlich des Akrokorinth (außerhalb

des Arbeitsgebiets) verbreitet und bilden ein Plateau, das von E (ca. 320 m ü. NN) nach W (ca. 380 m ü. NN) ansteigt. Das Plateau stößt im S gegen mesozoische Karbonatberge.

Schichtenfolge

Die die Stufe H bildenden "pleistozänen" Ablagerungen sind häufig erodiert oder von mächtigen Bodensedimenten überlagert.
An einer Stelle (H 93220, R 62200) wurde über Ablagerungen des Korinthischen Mergels eine gelbe Arenitbank angetroffen, die keine Makrofossilien enthält. Nach Dünnschliffbeobachtungen weist der Arenit Ostrakoden und einreihige Corallinaceen auf, wie sie von RICHTER et al. (1982) aus brackischen Ablagerungen der neogenen Schichtenfolge im N-Teil des Isthmus von Korinth beschrieben wurden. Da in den "pleistozänen" Ablagerungen der Stufe H keinerlei Anzeichen für marines Ablagerungsmilieu gefunden wurden, sind die Schichten vorläufig keinem Brack - Marin - Zyklus sicher zuzuordnen.

2.2.3.2 DAS GEBIETSDREIECK ZWISCHEN DER SÜDOSTHÄLFTE DES KANALS, XILOKERISA UND KENCHRÄ

2.2.3.2.1 BRACK - MARIN - FOLGE IM GEBIET ZWISCHEN SÜDOSTHÄLFTE DES KANALS UND KIRA WRISSI

Vorbemerkung

Die im Gebietsdreieck zwischen der Südosthälfte des Kanals, Xilokerisa und Kenchrä abgelagerten pleistozänen Schichten entsprechen den in Kapitel 2.2.3.1 beschriebenen Schichten zwischen der Nordwesthälfte des Kanals und dem Sadadi-Tal faziell nicht mehr, können aber wie diese in Brack-Marin-Zyklen gegliedert werden.

Die markanten Brackschichten (Didacna-Schichten und Schichten mit Limnocardien des Typs B), die zwischen der Nordwesthälfte des Kanals und dem Sadadi-Tal die Korrelation einzelner Schichten erst möglich machten, fehlen im Gebietsdreieck. Starke tektonische Zerstückelung dieses Gebietes erschwert darüberhinaus die Korrelation der Schichten.

Innerhalb des Gebietsdreiecks zwischen der Südosthälfte des Kanals, Xilokerisa und Kenchrä kann nach einheitlicher Faziesentwicklung eine Zweiteilung vorgenommen werden, in:

- das Gebiet zwischen der Südosthälfte des Kanals und Kira Wrissi, in dem zum SE-Kanaleinschnitt vergleichbare Sedimente aufgeschlossen sind,
- und in das Gebiet zwischen Kira Wrissi und Kenchrä, in dem sich die Schichten aus marinen und fluviatilen Konglomeraten sowie aus Oolithen zusammensetzen.

Verbreitung

Zwischen dem "Scheiderücken" im Kanaleinschnitt und dem Oolithhöhenzug von Kira Wrissi füllen pleistozäne Ablagerungen einen tektonischen Graben aus (vgl. Profilschnitt A-A' im Anhang). Dieser Graben bestimmt die heutige Landschaftsform und bildet ein nach Osten geöffnetes Tal.

Älteste Schichten der Pleistozän-Folge sind an den N- und S-Rändern des E-W-streichenden Grabensystems, entlang der Autobahn und entlang der Geländekante südlich Kira Wrissi, sowie im sich tief in das Tal einschneidende Lepesi-Tal und seinen Nebentälern anzutreffen. Jüngere Sedimente bilden die Abdeckung des gesamten Tals und sind an etwa E-W-streichenden Geländekanten, die z.T. direkt mit Störungen parallelisiert werden können, aufgeschlossen und können bis in den SE-Kanaleinschnitt hinein verfolgt werden.

Schichtenfolge und laterale Faziesverteilung

Eine relativ vollständige Schichtenfolge bietet das Profil Le 4 (vgl. geol. Karte und Abb. 18), bestehend aus wenigstens zwei Brack - Marin - Zyklen:

- Eine ca. 60 cm mächtige Schicht aus schräggeschichteten Blaugrünalgenonkoiden - führenden Konglomeraten bildet das Liegende der aufgeschlossenen Schichtenfolge in diesem Profil. Diese Schicht wird am Top von einer Erosionsdiskordanz begrenzt. Der Biogengehalt deutet auf brackisches Ablagerungsmilieu hin.
- Die Schichtenfolge setzt sich fort mit peridotitreichen Konglomeraten und Areniten, die Schill mariner Biogene enthalten.
- Darauf folgt ein Konglomerat, an dessen Basis eine markante Lage großwüchsiger Mytiliden zu finden ist. Außerdem enthält das

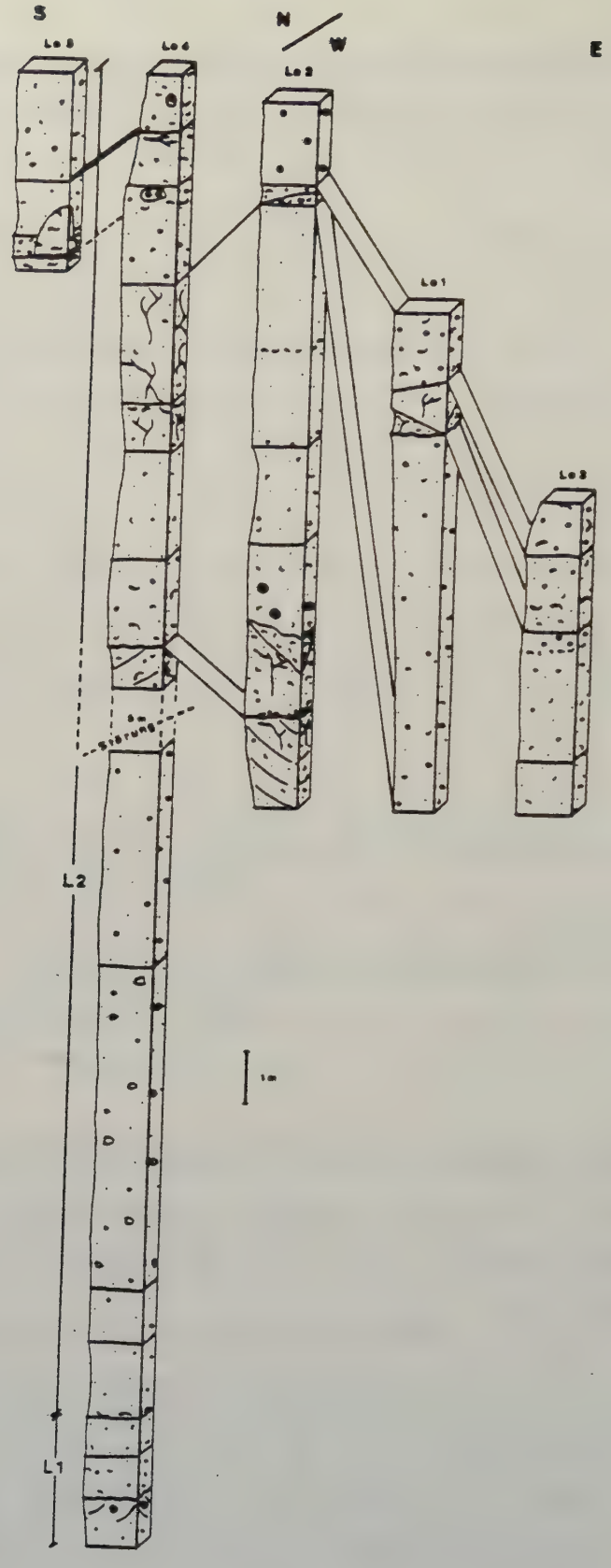


Abb. 18 Profile pleistozäner Ablagerungen im Gebiet zwischen der Südosthälfte des Kanals und Kira Wrissi mit Brack-Marin - Zyklengliederung (L1, L2) (s. Legende in Abb. 3).

Konglomerat Cardienschill (Limnocardien ?). Eine hangende Arenitbank mit Schill von **Theodoxus sp.**, die von einer Erosionsdiskordanz am Top begrenzt wird, ist ihrem Biogengehalt nach wie die vorausgehende Konglomeratschicht als brackische Ablagerung zu deuten.

- In einem schlecht aufgeschlossenen Übergangsbereich sind zwei 4-6 m mächtige Konglomeratschichten (die untere mit Überwiegen der Kalkkomponente, die obere mit Peridotitgeröllreichtum) zu beobachten.

  Im Hangenden der Konglomerate ist in einer Aufschlußlücke eine Störung zu vermuten und oberflächennah sind wenige Meter östlich des Profils Le 4 Korallenmergel aufgeschlossen, die möglicherweise das Hangende der Konglomerate bilden und von der vermuteten Störung versetzt wurden.

- Die Schichtenfolge des Profils Le 4 setzt mit einer ca. 80 cm mächtigen nach NE schräggeschichteten Biokalkarenitschicht mit marinen Biogenen (vorwiegend Ostreen) fort.
- Die folgende ca. 8.5 m mächtige Schicht setzt sich aus einer Abfolge zunächst konglomeratischer, dann bioturbater arenitischer und schließlich wieder konglomeratischer Sedimente zusammen. Die unteren konglomeratischen Ablagerungen sind reich an Peridotit - material, die oberen Schichten enthalten überwiegend Kalk- und rote Chertgerölle sowie wenige Oolithgerölle. Der Biogengehalt dieser Ablagerungen (Ostreen, Glycimeris und Cerithium) zeigt marines Ablagerungsmilieu an.
- Den Abschluß der Schichtenfolge bildet eine hellgelbe Feinarenitbank mit kleinen Schnecken und Cardien sowie eine kiesige graubraune Arenitbank mit Helix.

Die oben beschriebene Schichtenfolge läßt sich in mindestens zwei Brack - Marin - Zyklen gliedern: Zyklus L 1 umfaßt die Schichten 1 und 2, während Zyklus L 2 sich aus den Schichten 3 - 7 zusammensetzt. Die Schicht 7 zeigt zunehmenden terrestrischen Einfluß zum Abschluß des Zyklus L 2 an. Im Bereich der beiden mächtigen Konglomerate der Schicht 4 (vermutete Störung) könnte eine weitere Brackschicht verborgen sein, die die Gliederung der Schichtenfolge in drei Brack - Marin - Zyklen notwendig machen würde.

Schlechte Aufschlußverhältnisse in dem von E-W-streichenden Störungen zerstückelten Lepesi-Tal lassen es nicht zu, die liegenden Schichten der Folge bei Profil Le 4 gesichert weiter zu verfolgen.
Die hangenden drei Schichten des Profils Le 4 sind im Gebiet zwischen der Südosthälfte des Kanals und Kira Wrissi in wechselnder Fazies zu verfolgen. Die Schichten setzen sich hier aus Areniten, Biokalkareniten, Schillkalken und Konglomeraten mit vielen Ostreen zusammen (vgl. Abb. 18). Südlich Profil Le 4 greifen äquivalente Ablagerungen jenseits einer E-W-streichenden Störung (vgl. geol. Karte) direkt über Korinthischen Mergel weiter nach Süden hinaus und sind stets in strandnaher Fazies (angebohrtes Blockwerk von Korinthischem Mergel in Profil Le 5, Patellen) anzutreffen.

Westlich des nördlichen und südlichen Lepesi-Seitentals sind entlang E-W- bis SE-NW-streichender Geländekanten, die z.T. mit Störungen parallelisiert werden können, Ostreen-führende Konglomerate und Arenite sowie untergeordnet Mergel anzutreffen, die - zumindest an der S-Flanke des Tals - in geringer Mächtigkeit (ca. 1-2 m) direkt Korinthischen Mergel überlagern. In diesen Ablagerungen sind angebohrte Sandstein- und Mergelgerölle nicht selten. In arenitisch - konglomeratischer Fazies, die häufig im Bereich von nachweisbaren Störungen zu beobachten ist, überlagern die o.g. Schichten das östlichste isolierte Vorkommen des Oolithdünenzugs der Stufe D (vgl. geol. Karte und Kapitel 2.2.3.1.5).

Auffällig ist die lokal einheitliche Schrägschichtung der Konglomerate des Tals zwischen der Autobahn Korinth-Athen und der Geländekante südlich Kira Wrissi: im Gebiet westlich des Lepesi-Tals wechselt sie zwischen westlichen und östlichen Richtungen, was unter Vernachlässigung des geländebedingten Schnittkanteneffektes auf E-W-Strömungsrichtungen schließen läßt.

2.2.3.2.2 BRACK - MARIN - FLUVIATIL - FOLGE IM GEBIET ZWISCHEN KIRA WRISSI, XILOKERISA UND KENCHRÄ

Das Gebiet zwischen Kira Wrissi, Xilokerisa und Kenchrä ist durch mächtige Oolith- und Konglomeratablagerungen gekennzeichnet. Der Oolith tritt als eine einheitliche Schichteinheit auf und kann gelegentlich durch Bodensedimente oder schlecht sortierte lehmige, ooidreiche Arenite gegliedert sein. Nach Dünnschliffuntersuchungen liegen Ooide verschiedener Vorkommen dieses Gebietes nicht immer in

gleichem diagenetischen Erhaltungszustand vor, doch überwiegt in allen untersuchten Proben der tangential strukturierte, primär aragonitische Ooidtyp.

Schichtenfolge

Aus den im Gebiet zwischen Kira Wrissi, Xilokerisa und Kenchrä aufgenommenen Profilen (vgl. Abb. 19) kann folgende Schichtenfolge zusammengestellt werden:

Untere Limni - Fluviatil - Folge

Die liegende Schicht der **Unteren Limni - Fluviatil - Folge** setzt sich aus schräggeschichteten Areniten und Konglomeraten mit viel Peridotitmaterial und vereinzelten Mergellinsen (Profile XYL, KY 3, KY 7, KE 3, KE 2, KE 1, I 7, I 8, MEER 1, und MEER 2) zusammen. Diese Schichten enthalten in Profil KY 7 Blaugrünalgenkrusten und bei Profil I 7 wurden aus einem Brunnenschacht Sedimente dieser Schicht gefördert, die Schill von **Theodoxus sp.** enthalten. Die Mächtigkeit der Arenite und Konglomerate schwankt in den bearbeiteten Profilen zwischen 2 und 5 m.

Als etwa gleichalt sind mächtige Konglomerat - Arenit - Lehm - Ablagerungen anzusehen, die südwestlich von Profil MEER 2 eine maximale Mächtigkeit von 12-16 m erreichen und östlich von Profil I 1 am Meer eben beschriebene peridotitreiche Arenite und Konglomerate unter- und überlagern. Die Schichtenfolge besteht aus einem unregelmäßigen Wechsel von Konglomeraten mit meist nur kantengerundeten Geröllen und Blockwerk bis zu 20 cm Durchmesser (Kalkstein und roter Chert überwiegen, Peridotitmaterial ist vorhanden), Arenitlinsen und -lagen und kiesigen, arenitischen roten Bodensedimenten.

In den Profilen KY 1 und I 7 wird die **Untere Limni - Fluviatil - Folge** von einer Erosionsdiskordanz abgeschnitten.

Marin - Folge

Die **Marin - Folge** setzt sich im Idealfall aus folgenden Schichten

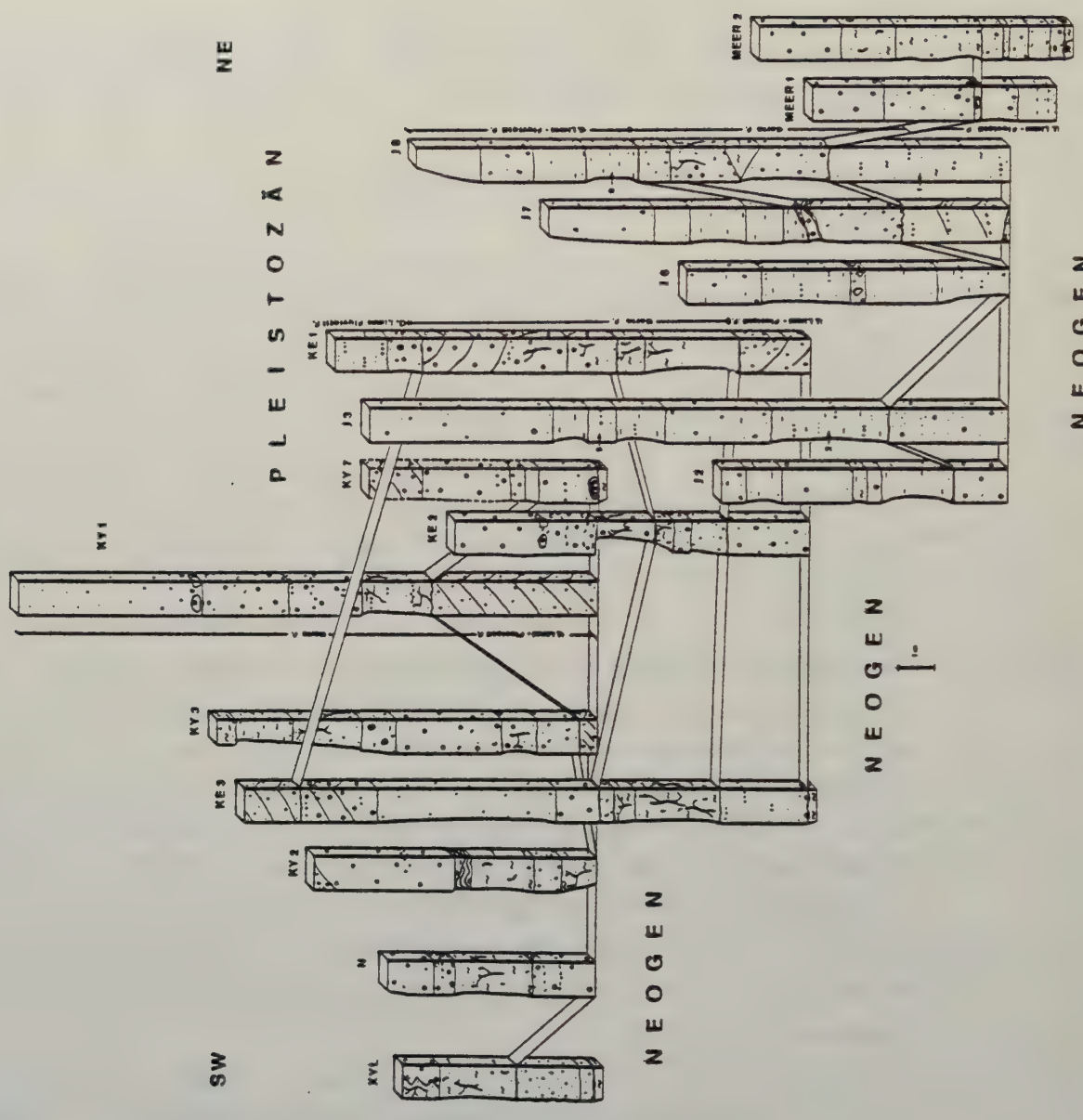


Abb. 19 Profile pleistozäner Ablagerungen im Gebietsdreieck zwischen Kira Wrissi, Xilokerisa und Kenchrä mit Brack-Marin - Zyklengliederung (Untere Limni-Fluviatil-, Marin- und Obere Limni-Fluviatil- Folge) (s. Legende in Abb. 3).

(vom Liegenden zum Hangenden) zusammen:

- Grobkonglomerat mit angebohrten Geröllen und Kalkblockwerk (Profile I 7, I 8, MEER 1 und MEER 2).
- Bioturbater schillhaltiger Arenit und/oder Mergel (Profile XYL, N, KY 2, KY 3, KY 1, KE 3, KE 2, KE 1, I 7, I 8, MEER 1 und MEER 2).
- Lokal Schillkalke (marine Fauna, selten **Theodoxus sp.**) mit z.T. von Pholaden angebohrten Blaugrünalgenbiohermen (Profile KY 2, KY 3, KE 2, und I 7).
- Die hangende Oolithschichteinheit (Profile XYL, N, KY 2, KY 3, KY 1, KE 3, KE 2, KE 1, I 2, I 7, MEER 1 und MEER 2) besteht im unteren Teil häufig aus einer Wechsellagerung (dm) von Oolith und Konglomerat (z.T. reich an Peridotitmaterial) oder Schillkalk (Cardien, Bittium, kleine Mytiliden) und ist im höheren Teil häufig großrippelschräggeschichtet, wobei die Schrägschichtungsblätter vorwiegend in östliche bis südliche Richtungen einfallen.
- Den Abschluß der **Marin - Folge** bildet ein Konglomerat, meist reich an Peridotitmaterial (Profile KY 2, KY 1, und KY 7), das sich in den liegenden Oolith unter teilweiser Aufarbeitung desselben einschneidet.

Die Mächtigkeit der **Marin - Folge** in den einzelnen Profilen ist abhängig von ihrer Vollständigkeit und von der Fazies des Ooliths, dessen großrippelgeschichtete Partien bis zu 5 m Mächtigkeit erreichen und der durch eingelagerte Mergel und Arenite eine Gesamtmächtigkeit von etwa 10 m erreichen kann (vgl. Profil KE 3).

Obere Limni - Fluviatil - Folge

Den Abschluß der Schichtenfolge bildet eine Schichteinheit, die in den südlichen Profilen aus Bodensedimenten mit Calcrete - Lagen, zwischengelagerten Feinarenitbänken und relativ mächtigen lehmigen Konglomeraten mit unverrundeten Geröllen und Blockwerk (überwiegend Kalkstein, seltener Peridotitmaterial) besteht (Profile I 2, I 3, I 6, I 7 und I 8). In den nördlichen Profilen (KY 3, KE 3 und KE 1) fehlen Konglomerate in dieser Schichteinheit weitgehend, dort herrschen Bodensedimente und oolithische Arenite mit Heliciden vor.
Die Mächtigkeit der abschließenden Schichteinheit beträgt in den nördlichen Profilen meist nur 1-2 m, kann aber auch 5 m (Profil KY 3) erreichen.

Zyklengliederung, Verbreitung und laterale Faziesverteilung

Die oben beschriebene Schichtenfolge des Gebiets zwischen Kira Wrissi, Xilokerisa und Kenchrä kann einem Brack - Marin - Zyklus zugeordnet werden. Die liegende Brackschicht (**Untere Limni-Fluviatil-Folge** mit Theodoxus) ist jedoch nur lokal vorhanden und wird z.T. von fluviatilen Sedimenten vertreten. Die Schichten mit mariner Fauna wird z.T. von Blaugrünalgenbiohermen und Schillkalken, deren Biogengehalt möglicherweise bereits leicht brackisches Milieu anzeigt (Cardien, kleinwüchsige Mytiliden) abgeschlossen. Diese Schichten wie auch die hangenden großrippelschräggeschichteten Oolithe werden noch zur ausklingenden **Marin-Folge** gezählt, während die hangende **Obere Limni-Fluviatil-Folge** deutlich terrestrischen Charakter hat.

Die peridotitreiche Arenit- und Konglomeratschicht der **Unteren Limni - Fluviatil - Folge** kann in der Mehrzahl der Profile des Gebietes zwischen Kira Wrissi, Xilokerisa, Kenchrä angetroffen werden. In einer Reihe von Aufschlüssen am Saronischen Golf zwischen den Profilen MEER 2 und I 1 sind diese Schichten in eine gleichalte Konglomerat - Arenit - Lehm - Folge, die nur südöstlich der Straße Isthmia-Kenchrä (vgl. geol. Karte) verbreitet ist, eingebettet. Beide Faziestypen werden in der geologischen Karte mit einer gemeinsamen Signatur versehen und nur dort dargestellt, wo sie kartierbare Flächen bilden.

Die **Marin - Folge** nimmt den größten Teil des Gebietes zwischen Kira Wrissi, Xilokerisa, Kenchrä ein. Während Schichten mit mariner Fauna nur vereinzelt in Profilen an der Straße Isthmia-Kenchrä und am Saronischen Golf erschlossen sind, finden die hangenden Oolithe und die sie erosiv überlagernden Konglomerate (vgl. auch v.FREYBERG 1973, S. 116 u. Abb. 66) im genannten Gebiet weite Verbreitung.
Auf der Hochfläche zwischen den Profilen KY 1 - N - KE 2 (vgl. geol. Karte) sowie auf der von dort nach E einfallenden Platte sind überall oberflächennah Konglomerate und Arenite anzutreffen, die der **Marin - Folge** zuzurechnen sind, obwohl lokal die **Marin - Folge** bis auf das ebenfalls Peridotit-reiche Konglomerat der **Unteren Limni - Fluviatil - Folge** erodiert sein mag (wie vom Profil KY 7 aus nach SW) und daher Möglichkeit zur Verwechslung gegeben ist.
Der Oolith ist im gesamten Gebiet zwischen Kira Wrissi, Xilokerisa anzutreffen und bildet insbesondere zwischen dem Profil I 7 im Osten

und dem Profil N im Westen von Störungen begrenzte E-W-gestreckte Rippen. Während Oolithablagerungen dieser Rippen Höhenlagen von über 132 m ü. NN, äquivalente Oolithe bei Profil N etwa 140 m ü. NN und bei Profil KY 1 100 m ü. NN erreichen, sind Oolithablagerungen im Tal von Kenchrä auf ca. 20-40 m ü.NN und bei den Profilen MEER 1 und MEER 2 auf Meeresniveau anzutreffen.

Das Hauptverbreitungsgebiet der **Oberen Limni - Fluviatil - Folge** liegt im Tal von Kenchrä und im Bereich der Profile I 1 - I 8. Die **Obere Limni - Fluviatil - Folge** wurde nur in konglomeratischer Fazies kartiert und mit der gleichen Signatur versehen wie die **Untere Limni - Fluviatil - Folge**, da im Gelände die Unterscheidung der beiden faziell ähnlichen Konglomerate ohne den Bezugspunkt der **Marin - Folge** nicht möglich ist. Im Kartenbild ergibt sich die Unterscheidung zwischen den beiden Folgen aufgrund ihrer Position zur **Marin - Folge.**

2.2.3.3 DISKUSSION ZUR ZYKLENKORRELATION

2.2.3.3.1 ZYKLENKORRELATION IM ARBEITSGEBIET

Im Gebiet zwischen der Nordwesthälfte des Kanals und dem Sadadi-Tal

Zur besseren Übersicht sind die Stufen - internen Brack - Marin - Zyklen und ihre faziellen und biogenen Merkmale in der Abb. 20 zusammengestellt. Der Zusammenstellung lassen sich die folgenden Fakten, die für die Zyklenkorrelation von Bedeutung sind, entnehmen:

- Die Differenz der Höhenlage zwischen der Stufe E und F sowie zwischen der Stufe F und den Stufen G und H ist deutlich größer als zwischen den anderen Stufen.
- Allein die Stufen A und C weisen mehrere Brack - Marin -.Zyklen auf, alle anderen Stufen enthalten jeweils höchstens einen Zyklus.
- Im Bereich von Alt-Korinth weisen die folgenden pleistozänen Stufenablagerungen fazielle Ähnlichkeiten untereinander auf: Stufen A und C (vorwiegend Mergel, Arenite und Oolithe, untergeordnet Konglomerate, die in der Stufe C jedoch nach S rasch zunehmen); Stufen B und E (vorwiegend Konglomerate) ; Stufen D, F und G (vorwiegend Konglomerate und Oolithe). Im Bereich des Solomos-Tals und westlich Alt-Korinth ist die Stufe C konglomeratischer als im

GELÄNDESTUFEN	STUFEN-INTERNE BRACK - MARIN-ZYKLEN	FAZIES	BIOGENE DER BRACKSCHICHTEN
Stufe H (320-380m ü. NN)	-	Arenite	-
Stufe G (290-340m ü. NN)	G 1	Oolith, fluv. Kongl. u. Bodensed.	-
Stufe F (130-250m ü. NN)	F 1	Oolith und Konglomerat	(?) Limnocardien, Dreiss., BGA-Bioherme
Stufe E (80-170m ü. NN)	E 1	Konglomerat (strandnah)	-
Stufe D (70-115m ü. NN)	D 1	Oolith (äolisch) und Konglomerat	-
	C 3	Arenit und Oolith	Limnocardientyp B, BGA-Onkolde, -Bioherme
Stufe C (45- 80m ü. NN)	C 2	Arenit und Mergel	(?) Limnocardien, BGA-Bioherme
	C 1	Konglomerat, Arenit und Mergel	-
Stufe B (32- 48m ü. NN)	B 1	Konglomerat (strandnah)	Limnocardientyp A, BGA-Onkolde
	A 2	Mergel, Bioarenit und Oolith	Dreissenliden, BGA-Onkolde
Stufe A (8- 36m ü. NN)	A 1	Bioarenit	Limnocardientyp A, BGA-Onkolde

Abb. 28 Zusammenstellung der altimetrischen, faziellen und biogenen Charakteristika der Sedimente verschiedener Geländestufen.

Bereich Alt-Korinth und daher den Ablagerungen der Stufe A faziell weniger ähnlich.

- Die Brackschicht des Zyklus A 1 der Stufe A und die des Zyklus B 1 der Stufe B ist durch Limnocardien gleichen Typs (Typ A (vgl. 2.3.2.2), der allerdings auch in Ablagerungen des Korinthischen Mergels zu beobachten ist und von NEUSER et al. (1982) aus Ablagerungen des Zyklus A des NW-Kanaleinschnitts beschrieben wurde) und durch Blaugrünalgengroßonkoide gekennzeichnet.
- Der Limnocardientyp B (vgl. 2.3.2.2) ist bislang ausschließlich in Zyklus C 3 der Stufe C beobachtet worden.

Nach diesen Beobachtungen lassen sich die Stufen von Korinth in Geländestufengruppen gliedern, die jeweils eine oder mehrere Geländestufen umfassen, und deren pleistozäne Sedimente aus einem oder mehreren Brack-Marin-Zyklen aufgebaut sind. Anhand der vollständigsten Profile der einzelnen Stufen sind die Zyklen II-VII in der Abb. 21 dargestellt.
Diese Gliederung stützt sich im wesentlichen auf die für den Bereich Alt-Korinth durch Biogene belegbare Korrelation zwischen Schichten der Stufe A und Schichten der Stufe B, auf fehlende Korrelationsmöglichkeiten zwischen Ablagerungen der Stufe C einerseits und Schichten der Stufen A und B andererseits und auf die höhenmäßig alternierende Abfolge von Stufen mit faziell strandferneren (z.B. Mergel und Arenite) Ablagerungen (Stufen A und C) und von Stufen mit faziell strandnäheren (z.B. Konglomerate) Ablagerungen (Stufen B und E).

Problematisch ist die Eingliederung des Ooliths der Stufe D in das Zyklenschema, denn es handelt sich um eine äolische Ablagerung, die auch später als Zyklus V abgelagert worden sein könnte. Für diese Annahme spricht, daß in keiner der Schichten der Stufe C gehäuft primär aragonitische tangentiale Ooide auftreten, dies ist nur in einem älteren Zyklus (Oolith der Stufe F) und in jüngeren Zyklen der Fall (Oolith am N-Hang der Stufe C und Oolith der Stufe A bei Profil A I). Hypothetisch wird davon ausgegangen, daß der Oolith der Stufe D einem jüngeren Zyklus als V angehört. Wegen fazieller Ähnlichkeiten und geländegeologischer Position wird der Oolith von Lok. 80/30, der die Fortsetzung des Ooliths des Zyklus E des NW-Kanaleinschnitts

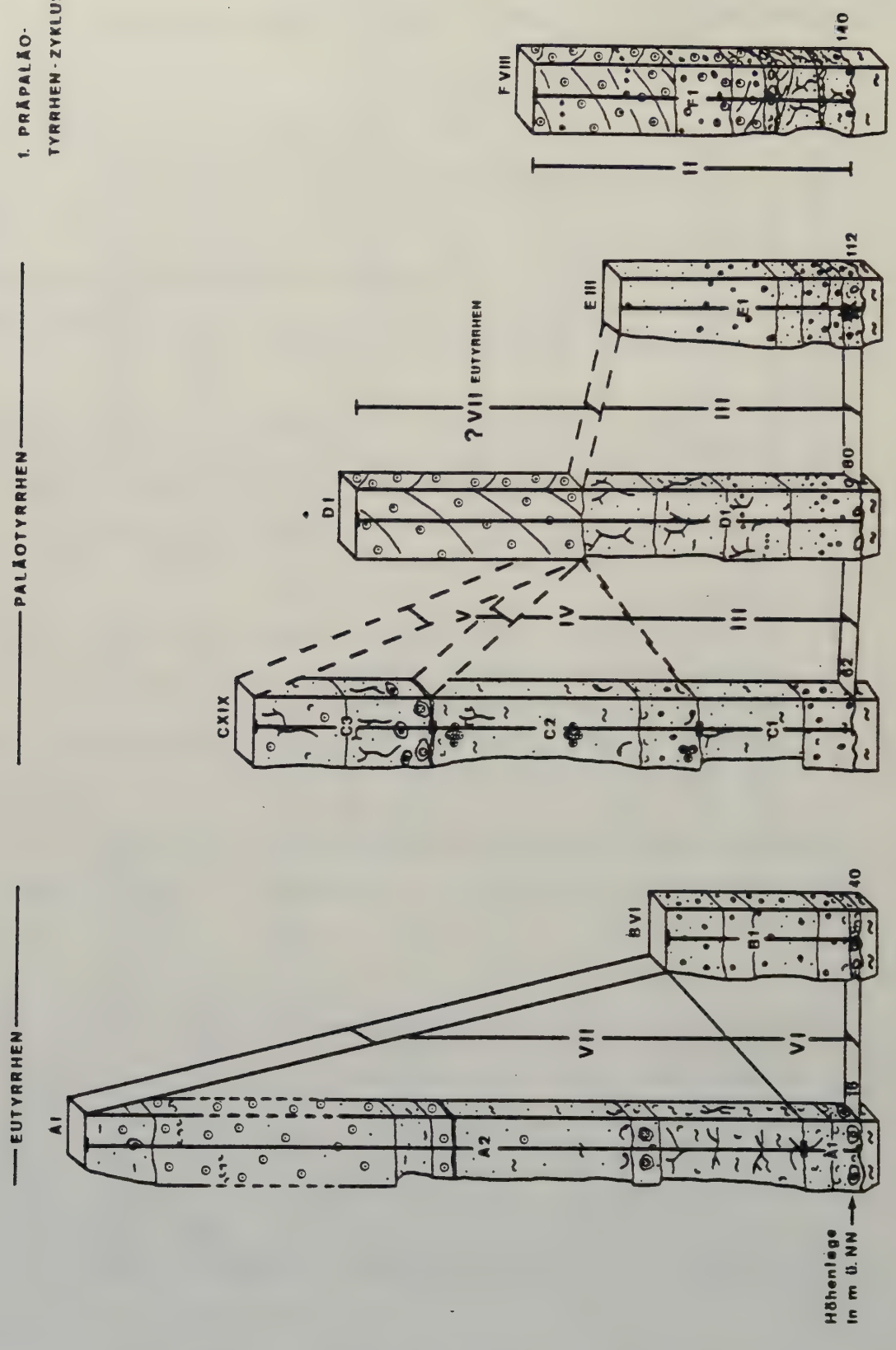


Abb. 21 Vollständigste Profile der Stufen A - F mit Stufen-interner Brack-Marin - Zyklengliederung. Die Stufen können zu den Geländestufen-Gruppen A-B, C-D-E und F zusammengefaßt werden. Die Stufen-internen Brack-Marin - Zyklen (A1, A2, B1, C1-C3, D1, E1 und F1) werden Stufen-übergreifenden Zyklen (II - VII) zugeordnet und stratigraphisch eingestuft (s. Kap. 2.3.1; s. Legende in Abb. 3).

bildet (vgl. 2.2.3.1.2), als Äquivalent des Ooliths der Stufe D interpretiert und in der geologischen Karte dargestellt.

Korrelation der Zyklen des Gebietes zwischen der Nordwesthälfte des Kanals und dem Sadadi-Tal und denen des Gebietes zwischen Kira Wrissi, Xilokerisa und Kenchrä

Für die Korrelation der Schichten beider Gebiete stehen nur geländegeologische und fazielle Merkmale zur Verfügung, da markante biogene Merkmale in den Ablagerungen des Gebietes zwischen Kira Wrissi, Xilokerisa und Kenchrä nicht beobachtet wurden. Oolithische Ablagerungen der Lok. XYL können sowohl der Geländesituation (vgl. geol. Karte) als auch ihrer Fazies nach als Bindeglied zwischen den oolithischen Ablagerungen der Stufe F und denen des Gebietes Kira Wrissi, Xilokerisa und Kenchrä gedeutet werden. Der Oolith-Dünenzug der Stufe D, der im gesamten Arbeitsgebiet als ein einziger Dünenwall verfolgt werden kann, verläuft in nordöstlich - südwestlicher Richtung in einem Abstand von etwa 1 km parallel zur Linie F VIII - XYL - N (vgl. geol. Karte), daher ist die Deutung der Oolithe der Profile XYL, und N als Fortsetzung des Dünenzuges der Stufe D wenig wahrscheinlich.

Als Äquivalente der Oolithe der Stufe F sind die Oolithe des Gebiets zwischen Kira Wrissi, Xilokerisa und Kenchrä dem Zyklus II zuzurechnen, und -solange keine anderen Eingliederungsmöglichkeiten bestehen- auch die liegenden und hangenden **Fluviatil-Folgen.**

Korrelation der Zyklen des Gebiets zwischen der Nordwesthälfte des Kanals und dem Sadadi-Tal und denen des Gebiets zwischen der Südosthälfte des Kanals und Kira Wrissi

Für die direkte Korrelation der Schichten beider Gebiete gibt es keine ausreichenden biogenen oder faziellen Merkmale. Aufgrund der größeren faziellen Ähnlichkeit der Ablagerungen des Gebiets zwischen der Südosthälfte des Kanals und Kira Wrissi mit den Ablagerungen des SE-Kanaleinschnitts wird eine Zykleneinstufung in Kapitel 2.2.3.3.2 versucht. Aus dieser hypothetischen Einstufung (s.u.) ergibt sich für die Zyklen beider Gebiete folgende Korrelation:

Zyklen im Stufenland von Korinth		Zyklen im Gebiet zwischen der Südosthälfte des Kanals und Kira Wrissi
VI (und VII)	(Stufen A und B)	L 2
V	(Stufe C)	L 1

Da der Zyklus L 2 möglicherweise zwei Brack-Marin - Zyklen enthält (s. Kap. 2.2.3.2.1), könnten seine hangenden Schichten dem Zyklus VII und seine liegenden Schichten dem Zyklus VI entsprechen. Da das Liegende des Zyklus L 1 nicht aufgeschlossen ist (s. Abb. 18), wird der Zyklus L 1 vorläufig dem Zyklus V zugeordnet.

2.2.3.3.2 ZYKLENKORRELATION ZWISCHEN DEM ARBEITSGEBIET UND DEM KANALEINSCHNITT

Korrelation der Zyklen des Gebiets zwischen der Nordwesthälfte des Kanals und dem Sadadi-Tal mit den Zyklen des NW-Kanaleinschnitts

Von NEUSER et al. (1982) wurden 6 quartäre Marin-Brack-Zyklen (A - F) im Kanaleinschnitt beschrieben, denen 7 Brack-Marin-Zyklen (I - VII, vgl. Kap. 2.2.3.3.1) im Stufenland von Korinth gegenüberstehen, wobei der Zyklus I (Stufen G und H) nicht sicher ins Pleistozän eingestuft werden kann. Die Schichten der Geländestufen im Gebiet zwischen der Nordwesthälfte des Kanals und dem Sadadi-Tal weisen eine Reihe von faziellen Gemeinsamkeiten mit den Schichten des NW-Kanaleinschnitts auf, die jedoch für eine Korrelation nicht ausreichen, zumal die einzelnen Schichten über ein schlecht aufgeschlossenes Gebiet zwischen Korinth und dem NW-Kanaleinschnitt hinweg im Gelände nicht lückenlos verfolgt und Faziesübergänge nicht beobachtet werden können. Daher ist die Korrelation der Schichten beider Gebiete auf Belege durch Biogene und durch Geländebefunde angewiesen:

- Eine Hauptstütze für die Korrelation der Schichten des Stufenlandes von Korinth mit den Schichten des NW-Kanaleinschnitts bildet das Auftreten der Limnocardie des Typs B (vgl. 2.3.2.2) des

Brack-Marin-Zyklus V der Stufe C. Die Schichten mit dieser Limnocardie können im Gelände bis in die Brackschicht des Zyklus C des NW-Kanaleinschnitts (Gliederung nach NEUSER et al. ,1982) hinein verfolgt werden.

- Limnocardien des Typs A sind im Stufenland von Korinth an der Basis der Schichten der Stufen A und B zu beobachten (= Zyklus VI); darüberhinaus sind Limnocardien ähnlichen Typs auch in Ablagerungen des Korinthischen Mergels zu finden (vgl. 2.2.2), was ihren Wert für die Korrelation pleistozäner Brack - Marin - Zyklen einschränkt. Im NW-Kanaleinschnitt treten Limnocardien dieses Typs in Schichten des Zyklus A auf (von NEUSER et al. 1982 als **Didacna fuchsi PHILIPP.** identifiziert). In Zyklen jünger als Zyklus C konnten Limnocardien des Typs A dagegen nicht beobachtet werden. Es bleibt jedoch offen, ob Limnocardien in den jungen Zyklen des NW-Kanaleinschnitts nicht mehr auftreten oder ob sie der terrestrisch beeinflußten Fazies wegen (rote Bodensedimente am Top der Zyklen D und E, vgl. NEUSER et al. 1982) im Bereich des Kanaleinschnitts kein geeignetes Milieu vorgefunden haben.
- Weitere biogene Merkmale wie z.B. das Auftreten von **Natica lactea** in den Oolithschichten der Stufe A und grüngelbe Arenite reich an **Turritella communis** und Aporrhais im Bereich des Solomos-Tals (vgl. 2.2.3.1.2) haben die Schichten der Stufe A (Zyklen VI und VII) mit den Schichten der Zyklen D und E im NW-Kanaleinschnitt gemein (vgl. NEUSER et al. 1982; S. 77 und 79).
- Ein schwächeres Indiz für die Korrelation der Schichten jünger als Zyklus C des NW-Kanaleinschnitts mit Schichten der Geländestufen A und B ist das Vorkommen aragonitisch zementierter Oolithbrocken mit tangential/aragonitischen Ooiden an der Basis der Schichten des Zyklus D im NW-Kanaleinschnitt (NEUSER et al. 1982) und am Hang der Geländestufe C im Bereich des Solomos-Tals. Letztere wurden als jünger als die Ablagerungen der Stufe C (mit den Zyklen III, IV und V) gedeutet (vgl. 2.2.3.1.4).
- Schließlich kann im Gelände der Oolith des Zyklus E des NW-Kanaleinschnitts (vgl. NEUSER et al. 1982) bis zum Profil 80/30 verfolgt werden, in dem er Schichten, die als Äquivalente der Schichten der Stufe A gedeutet werden, direkt überlagert (vgl. 2.2.3.1.2 und Abb. 10).

Aus den o.g. Beobachtungen ergibt sich anknüpfend an Kap. 2.2.3.3.1 folgende Korrelation zwischen den Zyklen des Gebietes zwischen der

Nordwesthälfte des Kanals und dem Sadadi-Tal und den Zyklen des NW-Kanaleinschnitts, von denen die Korrelation des Zyklus C des NW-Kanaleinschnitts mit dem Zyklus V der Stufe C gesichert ist, während alle anderen je nach Gewichtung der Einzelindizien mehr oder weniger hypothetisch bleiben:

Zyklen im NW-Kanaleinschnitt (NEUSER et al. 1982)	Zyklen im Stufenland von Korinth	
D und E	VI und VII	(Stufen A und B)
B und C	III bis V	(Stufen C, D und E)
A	II	(Stufe F)

Die Stufen G und H wurden in 2.2.3.3.1 einem eigenen Zyklus zugeordnet, dem mangels Kriterien kein äquivalenter Marin-Brack-Zyklus des NW-Kanaleinschnitts gegenübergestellt werden kann.
In der obigen Zusammenstellung sind den Marin-Brack-Zyklen des NW-Kanaleinschnitts Brack-Marin-Zyklen des Stufenlandes gegenübergestellt, dies hat zur Folge, daß die einzelnen Zyklen nicht genau deckungsgleich sind und auch die Anzahl der Zyklen sich in beiden Gebieten unterscheidet.

Korrelation der Zyklen des Gebietes zwischen der Südosthälfte des Kanals und Kira Wrissi mit den Zyklen des SE-Kanaleinschnitts

Für einen Vergleich der Schichtenfolge des Profils Le 4 (vgl. Kap. 2.2.3.2.2 und Abb. 18) mit den Schichten des SE-Kanaleinschnitts bieten sich vor allem die hangenden biokalkarenitischen bis konglomeratischen, ostreenhaltigen Schichten des Profils Le 4 an. Sie können im gesamten Gebiet oberflächennah zwischen der Südosthälfte des Kanals und Kira Wrissi beobachtet werden (vgl. geol. Karte) und lassen sich mit den ostreenreichen Konglomeraten des Zyklus E (NEUSER et al. 1982) des SE-Kanaleinschnitts korrelieren.
Die möglicherweise in die Mitte der Schichtenfolge des Zyklus L 2 gehörenden korallenreichen Mergel bei Profil Le 4 (vgl. Kap. 2.2.3.2.1) finden im SE-Kanaleinschnitt ein fazielles Äquivalent in den korallenreichen Schichten des Zyklus D (vgl. NEUSER et al. 1982). Träfen diese beiden Korrelationen zu, würde dies eine Untergliederung des Zyklus L 2 - wie bereits vermutet - in mindestens 2 Brack-Marin-Zyklen erforderlich machen, und der Zyklus L 1 wäre dann

mit dem Zyklus C des SE-Kanaleinschnitts zu korrelieren.

2.2.4 MARINE UND LIMNISCH - BRACKISCHE ABLAGERUNGEN JÜNGER ALS ZYKLUS VII

Zu den marinen und limnisch - brackischen Sedimentvorkommen jünger als Zyklus VII gehören im Stufenland von Korinth :

- die Ablagerungen der Strandterrasse von Korinth und
- Reste von Beachrock - Ablagerungen entlang der Küste des Golfes von Korinth.

Zur Verbreitung, Genese und Stratigraphie dieser Ablagerungen ist in der Arbeit von v. FREYBERG (1973), der beide Ablagerungen ins Holozän einstufte, Stellung genommen worden. Wesentliche Fortschritte wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht erzielt. Aus diesem Grund ist auch auf eine Darstellung in der geologischen Karte verzichtet worden.

Weit verbreitet (vgl. geol. Karte) sind graubraune ungeschichtete Grobarenite mit Heliciden. Sie wurden von BRUNNACKER (1973) näher untersucht und als ältere (posttyrrhenisch), jüngere und jüngste (junganthropogen) Deckschichten bezeichnet.
In der Regel sind die Deckschichten kaum geschichtet. Sie enthalten tonige und arenitische Komponenten. Auffällig ist ein z.T. hoher Magnetitgehalt der Deckschichten (häufig vom Regen ausgewaschen), der auf mehrfache Umlagerung der Deckschichten, verbunden mit Anreicherung dieses Schwerminerals, hindeuten könnte.
Im Bereich der Stufe C sind Deckschichten kaum vom Oolith der Stufe C zu trennen. Sie unterscheiden sich von Deckschichten auf der Stufe A durch einen wesentlich höheren Verfestigungsgrad.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Deckschichten, die lokal etliche Meter Mächtigkeit erreichen (z.B. bei Profil A III), liegt zwischen dem NW-Kanaleinschnitt, Examilia und Korinth. Weitere Vorkommen sind jedoch auch weiter westlich, vorwiegend auf den Stufen A und B , und in der Ebene von Isthmia und im Lepesi-Tal zu beobachten. Gewöhnlich füllen Deckschichten Geländedepressionen, die infolge tektonischer Bewegungen, durch erosive Tätigkeit an Kliffs (z.B. bei Lok. B'II) oder fluviatil-erosive Tätigkeit (z.B. alte Talrinne im Lepesi-Tal)

entstanden sind, aus.
BRUNNACKER (1973) bezeichnet die Deckschichten als verschwemmte Bodensedimente.

In der geologischen Karte wurden >1 m mächtige Deckschichten mittels einer Übersignatur von der Überdeckung aller Art hervorgehoben.

2.2.5 FLUVIATILE ABLAGERUNGEN

Reste von Flußterrassen, deren Ablagerungen sich durch einen hohen Anteil von roten tonigen Sedimenten und Konglomeraten mit überwiegend nur kantengerundeten Geröllen auszeichnen, sind im Gebiet zwischen dem Sadadi-Tal und dem Akrokorinth, im Bereich des Solomos-Tals und im Gebiet zwischen Xilokerisa und Kenchrä (vgl. geol. Karte) weit verbreit. Die Flußterrassensedimente sind auf drei Flußsysteme zurückzuführen:

- Das System des Gebiets zwischen dem Sadadi-Tal und dem Akrokorinth mit Schwerpunkt im Westen läßt sich anhand von z.T. mächtigen Konglomeratpaketen erstmals in Ablagerungen des Korinthischen Mergels nachweisen. Beständige Zufuhr grobklastischen und feinklastischen Materials hat auch die Fazies der pleistozänen marinen Ablagerungen dieses Gebiets wesentlich beeinflußt.
- Das Flußsystem im Bereich des Solomos-Tals ist ebenso wie das System des Sadadi-Tals erstmals in Ablagerungen des Korinthischen Mergels nachweisbar (vgl. Kap. 2.2.2). Sein Einfluß auf die Fazies der marinen pleistozänen Schichten ist zwar feststellbar (vgl. Profilreihe der Abb. 13), doch auf den engeren Bereich des Solomos-Tals beschränkt.
- Im Gegensatz zu den beiden vorherigen Flußsystemen ist das System zwischen Xilokerisa und Kenchrä nur als Nebensystem eines viel größeren Flußsystems östlich des Oneion-Gebirges anzusehen. Spuren dieses Systems lassen sich erstmals in der **Unteren Limni - Fluviatil - Folge** beobachten (vgl. Kap. 2.2.3.2.2).

In der Abb. 22 ist die Entstehung fluviatiler Terrassen in 4 Phasen schematisch dargestellt:
Phase I - Nach Abschluß der Sedimentation des Korinthischen Mergels, der tektonischen Verstellung der Schichten und der nachfolgenden Einebnung der Landoberfläche (Erosionsdiskordanz zwischen dem

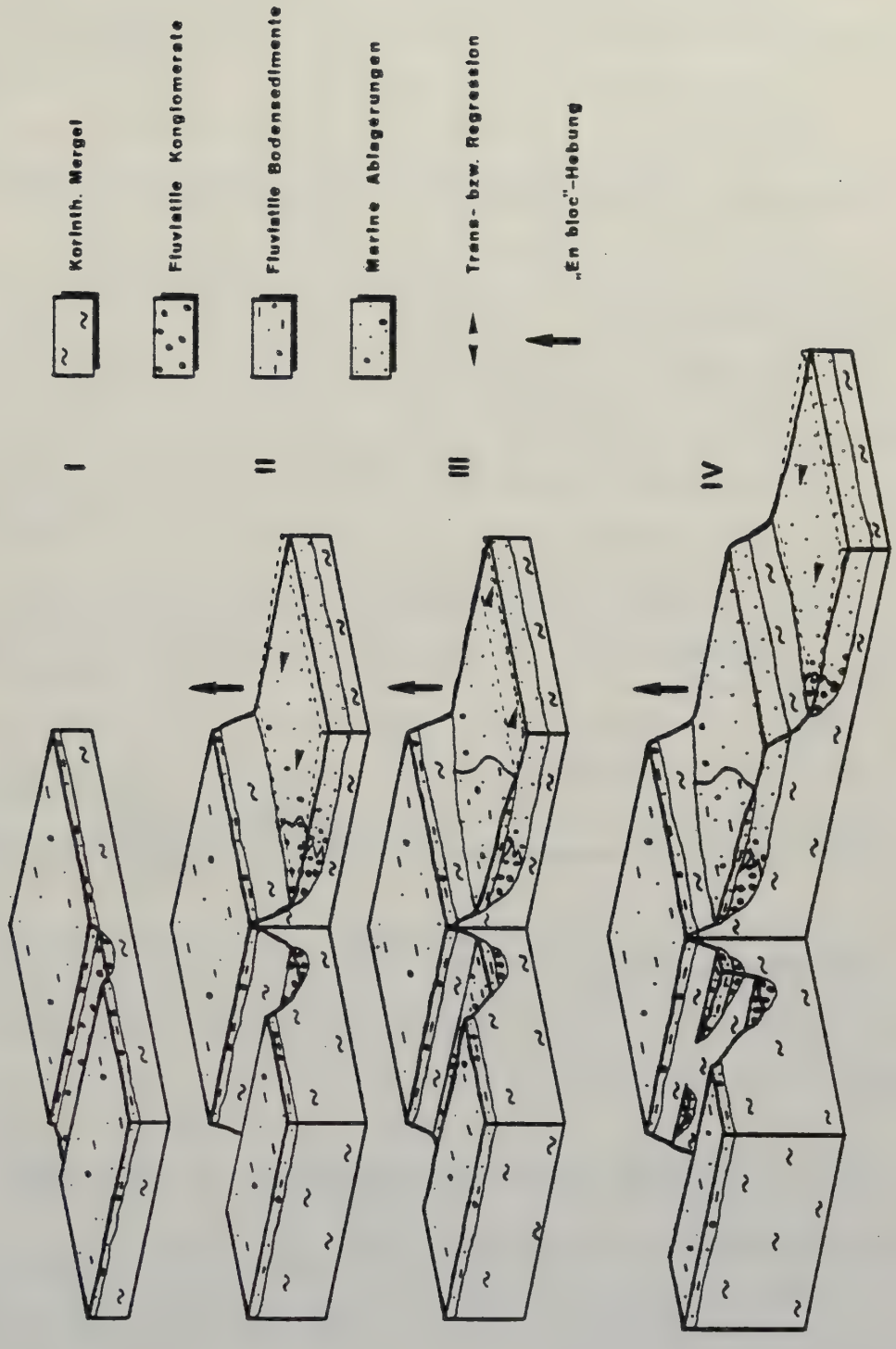


Abb. 22 Idealisiertes Schema zur Bildung fluviatiler Terrassen in vier Stadien:

I. Landoberfläche geringfügig oberhalb des Meeresspiegels
II. Landhebung / Transgressionsphase
III. Landhebung / Regressionsphase
IV. Äquivalent zu Stadium II.

Korinthischen Mergel und den pleistozänen Schichten) liefert ein Fluß Erosionsmaterial, das im eigentlichen Flußbett gröber und in gelegentlich überschwemmten Gebieten feiner ist.

Phase II - Durch stetige "en bloc"-Hebung werden Teile der Terrasse nachfolgenden marinen Transgression entzogen, Teile davon aber erodiert. Der Fluß hat sich in die Landoberfläche eingegraben und führt seinem Deltabereich, der sich mit der marinen Fazies verzahnt (z.B. grobe Fazies der pleistozänen Sedimente der Stufen C und E im Bereich des Solomos-Tals), grobes Material zu.

Phase III - Die "en bloc"-Hebung setzt sich fort und führt gemeinsam mit einer Klimaverschlechterung zur Regression. Infolge des Klimawechsels führt der Fluß vermehrt (feineres) Erosionsmaterial und weitet sein Delta aus.

Phase IV - Infolge der fortgesetzten "en bloc"-Hebung hat sich der Fluß weiter in die ehemalige Landoberfläche eingetieft. Ältere Flußablagerungen bleiben - soweit sie nicht erodiert werden - in höheren Lagen des Flußtales erhalten. Eine erneute Transgression hat sich ein Erosionskliff geschaffen und wird im Flußmündungsbereich ähnlich wie in Phase II mit grobem Material versorgt.

Dieses stark idealisierte Schema verdeutlicht, daß die fluviatilen Terrassensedimente mit der Bildung mariner Terrassensedimente verknüpft sind, die ihrerseits von eustatischen Meeresspiegelschwankungen und/oder tektonischen Bewegungen abhängen.

In der geologischen Karte wurden die Ablagerungen fluviatiler Schuttfächer und fluviatile Terrassenablagerungen mit einer Mächtigkeit von > 1 m mittels einer gemeinsamen Signatur hervorgehoben.

2.3 FAUNA UND FLORA DER PLEISTOZÄNEN ABLAGERUNGEN

Umfangreiche Fossillisten aus den marinen pleistozänen Ablagerungen am Isthmus von Korinth wurden bereits von PHILIPPSON (1890), JOUSSEAUME (1893), KERAUDREN (1970-72) und v.FREYBERG (1973) mitgeteilt.

Mollusken des flachmarinen Milieus sind in den bearbeiteten Schichten am häufigsten vertreten. Dickschalige Mollusken und insbesondere Patellen zeigen strandnähere Fazies an, strandfernere Fazies ist durch

dünnschalige Mollusken gekennzeichnet.
Neben Mollusken sind Korallen (Cladocora cespitosa GAULT.), Echiniden (reguläre wie irreguläre) und verschiedene Algenarten weit verbreitet.

2.3.1 MARINE MAKROFAUNA MIT STRATIGRAPHISCHEM AUSSAGEWERT

Die Quartärstratigraphie im Mittelmeerraum basiert auf dem Wechsel von Warm- und Kaltzeiten und den mit diesen Zeitperioden verbundenen marinen Terrassenablagerungen (vgl. Abb. 2a). Wegen der Kürze der quartären Zeitspanne gibt es keine echten marinen Makroleitfossilien, deren Vorkommen auf das Quartär beschränkt ist, stattdessen bedient man sich verschiedener zu bestimmten Zeiten ins Mittelmeer eingewanderter Formen.

Die erstmalige Einwanderung kälteliebender Fauna mit **Arctica islandica L.** ins Mittelmeer ist nach Ansicht zahlreicher Autoren (u.a. KERAUDREN 1970-72) kennzeichnend für den Beginn des Pleistozäns. Das gemeinsame Auftreten von

Strombus bubonius LMK.
Conus testudinarius MARTINI und
Natica lactea GUILDING

wird unumstritten als kennzeichnend für tyrrhene Ablagerungen gewertet. Darüber hinaus werden von KERAUDREN (1971, S.105) **Arca plicata CHEMNITZ, Arca geissi DUNKER, Tritonidea viverrata KIENER** und **Cymatium ficoides REEVE** als typische Vertreter der wärmeliebenden tyrrhenen Faunengemeinschaft genannt.
V.FREYBERG (1973, S. 23) fügt der Liste charakteristischer Tyrrhen - Fossilien noch **Spondylus gaederopus L.** ("in einer bestimmten Größe und Skulptur") hinzu, was nicht unumstritten geblieben ist (SCHRÖDER 1975, S. 157).
Allein **Strombus bubonius LMK.** wird auch ohne die Faunengemeinschaft als "leitend" für tyrrhene Schichten anerkannt. Allerdings bestehen noch Probleme bei der Unterscheidung dieses Fossils von älteren, tertiären Arten. KERAUDREN (1972, S. 255) sieht gar aufgrund eigener Beobachtungen die Vermutung bestätigt, daß verschiedene Strombusformen in tyrrhenen Ablagerungen gemeinsam

auftreten.

Im Mittelmeer wird **Strombus bubonius LMK.** häufig in zwei, selten in drei Terrassenniveaus (GIGOUT 1962, BONADONNA & BIGAZZI 1970) gefunden. Seit diesen Funden wird diskutiert, ob Schichten mit **Strombus bubonius** ins Paläotyrrhen (= Milazzo, = Mindel - Riss) und Eutyrrhen (= Riss - Würm) (SCHRÖDER 1975, HERFORTH & RICHTER 1979, RICHTER et al. 1979), nur ins Eutyrrhen (ANAPLIOTIS 1963 und 1967) oder ins Eutyrrhen und ins Neotyrrhen (= Würm I - Würm II) (KERAUDREN 1970-72) eingestuft werden sollen.

Im Kanaleinschnitt und im Stufenland von Korinth wurden bislang eine Reihe von Fossilien gefunden, die man der tyrrhenen Faunengemeinschaft zurechnet:
Natica lactea:

- in den hangenden Schichten der Stufe A (RICHTER & SEDAT 1983), die in dieser Arbeit dem Zyklus VII zugeordnet werden,
- in höheren Schichten der Stufe C (v.FREYBERG 1973), die in dieser Arbeit den Zyklen IV und V zugeordnet werden.

Strombus bubonius:

- im Kanaleinschnitt (PHILIPPSON 1890, genaue Position unbekannt),
- in Schichten des Autobahnanschnitts bei Kalamaki (KERAUDREN 1970-72), die von NEUSER et al. (1982) in den Zyklus E eingestuft werden,
- in Schichten des Zyklus D im NW-Kanaleinschnitt (NEUSER et al. 1982),
- in Schichten des Zyklus F im SE-Kanaleinschnitt (NEUSER et al. 1982) und
- in Schichten der Stufe E, die in dieser Arbeit dem Zyklus III zugeordnet werden (Bestimmung durch Dr. Anapliotis / Athen, mehrere Exemplare mit unvollständigem Mündungsbereich und in sehr schlechtem diagenetischen Erhaltungszustand).

Spondylus gaederopus (in großer Ausbildung) :

- in Schichten der Stufe A (v.FREYBERG 1973), die in dieser Arbeit den Zyklen VI und VII zugeordnet werden,

- in Schichten der Stufe C (v.FREYBERG 1973), die in dieser Arbeit den Zyklen III - V zugeordnet werden,
- in Schichten der Zyklen B und C im NW-Kanaleinschnitt (NEUSER et al. 1982) und
- auf der Stufe D, deren konglomeratische Schichten dem Zyklus III zugeordnet werden. Diese Exemplare zeichnen sich jedoch durch relative Kleinwüchsigkeit gegenüber denen der o.g. Fundpunkte aus.

Aus der obigen Aufstellung geht hervor:

- Tyrrhenes Alter der Zyklen D bis F des Kanaleinschnitts wird durch Strombus-Funde belegt (NEUSER et al. 1982).
- Tyrrhenes Alter der Ablagerungen der Stufe E wird ebenfalls durch Strombus-Funde belegt. Aus dem im Vergleich zu den Stromben des Kanaleinschnitts schlechten diagenetischen Erhaltungszustand erhebt sich die Frage nach der stratigraphischen Vergleichbarkeit der Stromben der Stufe E mit denen des Kanaleinschnitts. Der schlechte Erhaltungszustand könnte jedoch auch durch die lokalen Diagenesebedingungen bedingt sein (Fundpunkte in der Stufe E immer oberhalb des Grundwasser-stauenden Korinthischen Mergels, daher meteorisch-phreatisch; Fundpunkte im Kanaleinschnitt überwiegend im meteorisch vadosen Bereich).
- Unter Zugrundelegung der in Kapitel 2.2.3.3.1 aufgestellten Zyklengliederung im Stufenland und den in Kap. 2.2.3.3.2 versuchten Korrelation mit den Zyklen des Kanaleinschnitts tritt Strombus erstmals im Zyklus III des Stufenlandes von Korinth auf, in jüngeren Zyklen des Stufenlandes sind allein Einzelglieder der Tyrrhen-Faunengemeinschaft (s.o.) beobachtet worden.

2.3.2 BRACKISCHE FAUNA UND FLORA

2.3.2.1 MIKROFAUNA UND -FLORA

Blaugrünalgenbioherme, die mit Limnocardien vergesellschaftet sind, gelten im Bereich der Perachora - Halbinsel als auffälligste Brackwasserbildungen des Pleistozäns (RICHTER et al. 1979). Die am Biohermaufbau wesentlich beteiligte Blaugrünalgenart **Rivularia haematites DE CANDOLLE** und verwandte Formen erscheinen sowohl in den

Brackwasserablagerungen an der Südküste des Golfes von Korinth als auch im Kanaleinschnitt (RICHTER & SEDAT 1983, NEUSER et al. 1982). Ferner werden von NEUSER et al. (1982) Diatomeen, Characeen und Ostrakoden als typische Biogene der pleistozänen Brackschichten am Isthmus genannt.

2.3.2.2 MAKROFAUNA

Seit FUCHS (1877) und PHILIPPSON (1890) sind zwei Limnocardienarten aus Brackschichten des Korinther Raumes bekannt (**Cardium tenue FUCHS** und **Didacna fuchsi PHILIPP.**).
GILLET (1938, 1963) hat **Cardium tenue** und **Didacna fuchsi** des Korinther Raumes den Apscheron - Formen **Monodacna subcolorata ANDR.** bzw. **Didacna baeri-crassa PAVL.** nahegestellt und aus dieser Ähnlichkeit verbunden mit dem Auftreten von **Adelinella elegans CANTR.**, die ihrerseits der Apscheron - Gastropode **Streptocerella kalickyi KOLESN.** ähnelt, einen regionalen und stratigraphischen Zusammenhang zwischen den Apscheron - Ablagerungen des Schwarzmeer - Kaspi - Raumes und den brackischen Ablagerungen bei Korinth geschlossen (im Sinne GILLET's: Apscheron = oberes Villafranchien = unteres Quartär). Später stellte GILLET (1973) **Cardium tenue** der von KOLESNIKOV (1950) beschriebenen **Pseudocatillus catilloides ANDR.** nahe, gab ihr jedoch aus taxonomischen Gründen in Anlehnung an EBERZIN (1967) den Namen **Neopseudocatillus catilloides ANDR.**.
KERAUDREN (1970, S. 131 ff.) meldet bezüglich der von GILLET (1963, S. 401) erwogenen Westwanderung der Kaspi - Fauna im Verlauf des Villafranchien bis in den Korinther Raum hinein Bedenken an, da nach seiner Kenntnis Spuren dieser Wanderung (insbesondere die Gastropode **Adelinella elegans**) weder in Villafranchien - Ablagerungen des Schwarzen Meeres noch in denen des Dardanellen - Bereiches zu finden seien.

Im Stufenland von Korinth kommen in zahlreichen pleistozänen Schichten sowie in Ablagerungen des Korinthischen Mergels Limnocardien vor, die bei der Beschreibung der Schichten in den Kap. 2.2.2 bis 2.2.3.2.1 bei unzureichender Schalenerhaltung mit einem "?" versehen wurden. Die Exemplare in guter Schalenerhaltung lassen sich in zwei

Limnocardientypen makroskopisch unterscheiden (Typ A und B, s. Abb. 23). Dem Typ A sind Limnocardien verschiedener Fundpunkte zuzuordnen (vgl. Abb. 24), darunter befinden sich Fundpunkte in Ablagerungen des Zyklus A des NW-Kanaleinschnitts (NEUSER et al. 1982) und in den Basisschichten der Stufe A (GILLET 1963), deren Limnocardien von den genannten Autoren der Art **Didacna fuchsi PHILIPP.** zugeordnet werden. Der Limnocardientyp B ist allein in der oberen Brackschicht der Stufe C zu finden, die bis in die Brackschicht des Zyklus C des NW-Kanaleinschnitts hinein verfolgt werden kann.
Um von einer allein auf visuellen Ähnlichkeiten beruhenden Artenzuordnung Abstand zu gewinnen, sollen im folgenden die im Stufenland auftretenden Limnocardientypen biometrisch und chemisch charakterisiert und mit Limnocardienvorkommen benachbarter Gebiete (Kanaleinschnitt und Perachora - Halbinsel) verglichen werden.

GILLET hat in ihren Arbeiten (s.o.) nur von **Ähnlichkeiten** zwischen Limnocardien des Schwarzmeer - Kaspi - Raumes und denen des Korinther Raumes gesprochen und sich beim Vergleich der Arten im wesentlichen auf halbquantitative Angaben zur Biometrie einzelner Exemplare gestützt. Diese schwach umrissenen Artendefinitionen haben wohl unter anderem dazu geführt, daß KERAUDREN (1970-72) aus einem Profil südlich Kiato (in dieser Arbeit das Profil KER) **Didacna fuchsi** beschreibt, obwohl sich dieses Profil mit den Profilen der Stufe C korrelieren läßt und Limnocardien des Typs B enthält, (vgl. auch Abb. 24).

In den Abbildungen 23 und 24 sind ausgewählte biometrische Charakteristika der beiden im Stufenland und in benachbarten Gebieten auftretenden Limnocardientypen zusammengestellt. Der Limnocardientyp B unterscheidet sich von dem Typ A durch folgende Eigenschaften:
- geringere Anzahl deutlich sichtbarer Rippen,
- geringeres Breiten / Höhen - Verhältnis der Schalen,
- geringere Schiefe (vgl. Abb. 23) und
- charakteristisches symmetrisches Rippenprofil.

Die untersuchten Populationen stratigraphisch und ökologisch verschiedener Vorkommen der Limnocardie des Typs A unterscheiden sich bezüglich ihrer biometrischen und chemischen Eigenschaften nicht wesentlich voneinander.

Die primär aragonitischen Schalen beider Limnocardientypen

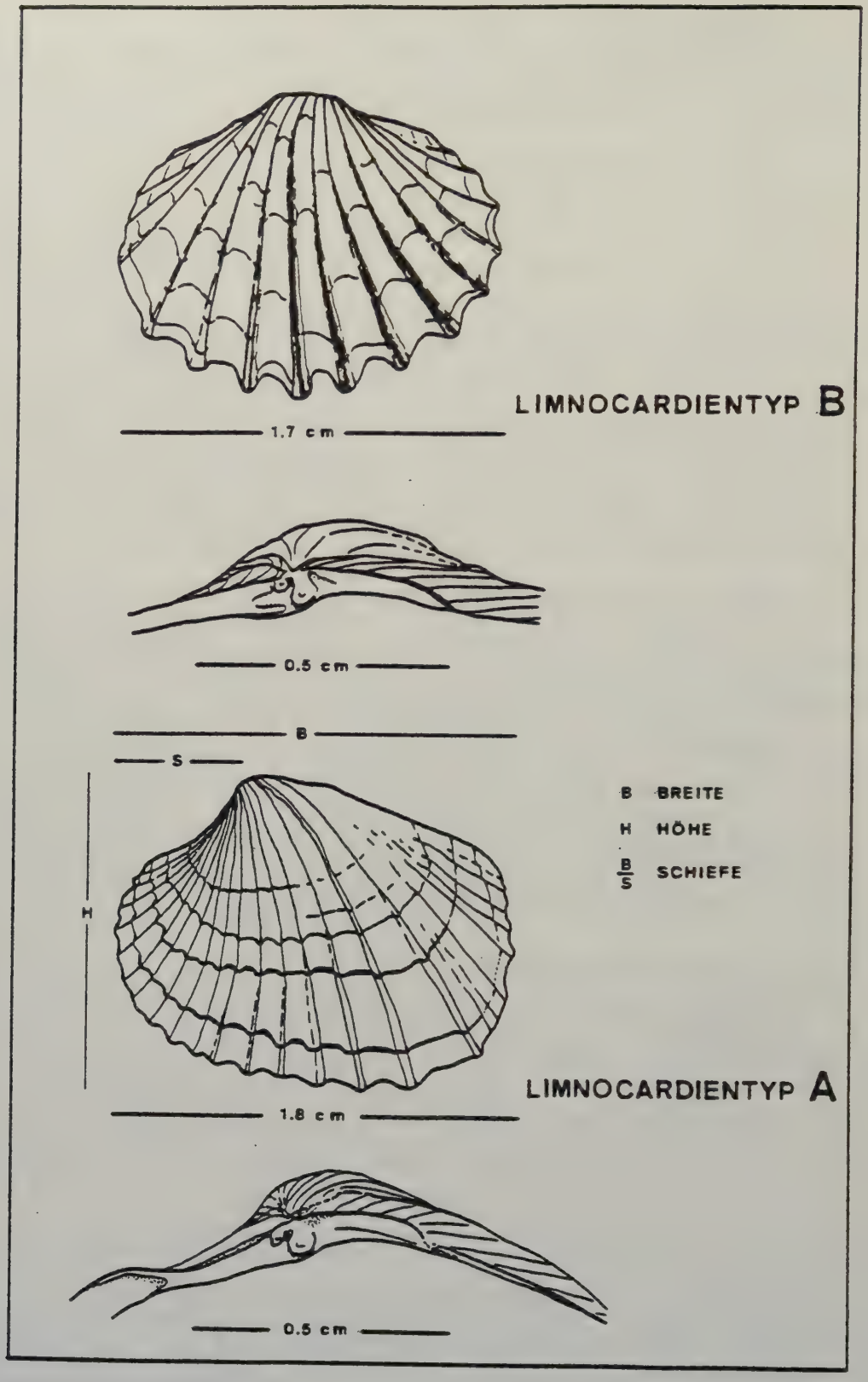


Abb. 23 Skizzen der Limnocardientypen A und B

LIMNOCARDIENTYP	PROBENZAHL	LOKALITÄT	RIPPENZAHL	BREITE (in mm)	BREITE / HÖHE	SCHIEFE (s. Skizze)	RIPPENPROFIL	ADELINELLA ELEG.	FAZIES
B	(11)	KIATO, ZYKLUS V	10 12 16	15 18 22	121 1.29 139	189 2.29 257		-	Kongl. u Sand
A	(24)	KORINTH, KORINTH. M.	15 17 19	15 19 25	126 1.40 150	225 3.38 460		+	Mergel
A	(17)	PERACHORA, KOR. M. ?	12 15 18	16 23 33	125 1.36 147	193 2.22 286		-	Arenit u. Oolith
A	(26)	NW-KANALEINSCHNITT ZYKLUS A	15 17 20	8 15 24	113 1.36 150	244 3.22 550		-	Kongl. u. Sand
A	(22)	KORINTH, A XII, ZYKLUS VI	15 17 18	14 22 35	127 1.41 154	275 388 667		+	Sand u. Arenit
A	(15)	KORINTH, 80/7, ZYKLUS VI	17 19 20	9 15 18	125 1.33 142	300 3.44 425		-	Arenit
A	(15)	KORINTH, BVI, ZYKLUS VI	13 16 19	8 15 19	120 1.31 150	233 3.03 400		+	Kongl. u. Sand

Abb. 24 Tabellarische Zusammenstellung biometrischer Charakteristika der Limnocardientypen A und B verschiedener Fundpunkte im Raum Korinth. Zur Definition der Begriffe "Breite, Höhe und Schiefe" s. Abb. 23.

verschiedener Fundpunkte im Raum Korinth enthalten zwischen 2100 und 3600 ppm Strontium (aufgrund der Verwendung eines nicht hinreichenden Standards sind alle Werte möglicherweise zu höheren Werten hin zu korrigieren) und zwischen 0.09 und 0.21 % Natrium bezogen auf reinen Aragonit (vgl. Abb. 25). Typ- oder Stratigraphie - spezifische Unterschiede im Strontium- und Natrium-Gehalt sind bei den Limnocardientypen verschiedener Vorkommen nicht zu beobachten. Eine mögliche Erklärung für die beobachtete Variationsbreite der Strontium- und Natrium-Gehalte ein und desselben Typs mögen die Ergebnisse von HALLAM & PRICE (1968) bieten. Sie fanden in rezenten Aragonitschalen von **Cardium edule** verschiedener Vorkommen zwischen 1150 und 2260 ppm Strontium. An repräsentativen Exemplaren konnten sie zwischen einer Strontium-reicheren inneren Schale (2850 - 3570 ppm) und einer Strontium-armen äußeren Schale (1360 - 2630 ppm) unterscheiden; eine Abhängigkeit des durchschnittlichen Strontium-Gehalts beider Schalenteile von der Salinität konnte in dieser Untersuchung nicht festgestellt werden.

In der Abb. 26 sind Literaturangaben zu den Limnocardienvorkommen des Raumes Korinth zusammengestellt und durch neue Fundpunkte im Stufenland von Korinth ergänzt, deren Limnocardien den beiden Limnocardientypen A und B (neu) zugeordnet werden. Dieser Zusammenstellung ist zu entnehmen,

- daß Limnocardien des Typs A in mindestens zwei Pleistozänzyklen (Zyklus A des NW-Kanaleinschnitts und Zyklus VI des Stufenlandes von Korinth; zur Korrelation dieser Zyklen vgl. 2.2.3.3.1) und in Schichten des Korinthischen Mergels sowie in möglicherweise äquivalenten Schichten der Perachora - Halbinsel vorkommt,
- daß Limnocardien des Typs B allein in der oberen Brackschicht der Stufe C (Zyklus V) des Stufenlandes von Korinth anzutreffen ist.

Daraus kann geschlossen werden, daß Limnocardien des Typs A nur sehr eingeschränkt zur Korrelation einzelner Pleistozän - Zyklen herangezogen werden können, wenn es nicht gelingt, eine weitere Differenzierung dieses Limnocardientyps vorzunehmen. Der Limnocardientyp B hingegen kann als charakteristisch für die Brackschicht des Zyklus V des Stufenlandes, die bis in den Zyklus C des NW-Kanaleinschnitts hineinverfolgt werden konnte, bezeichnet werden.

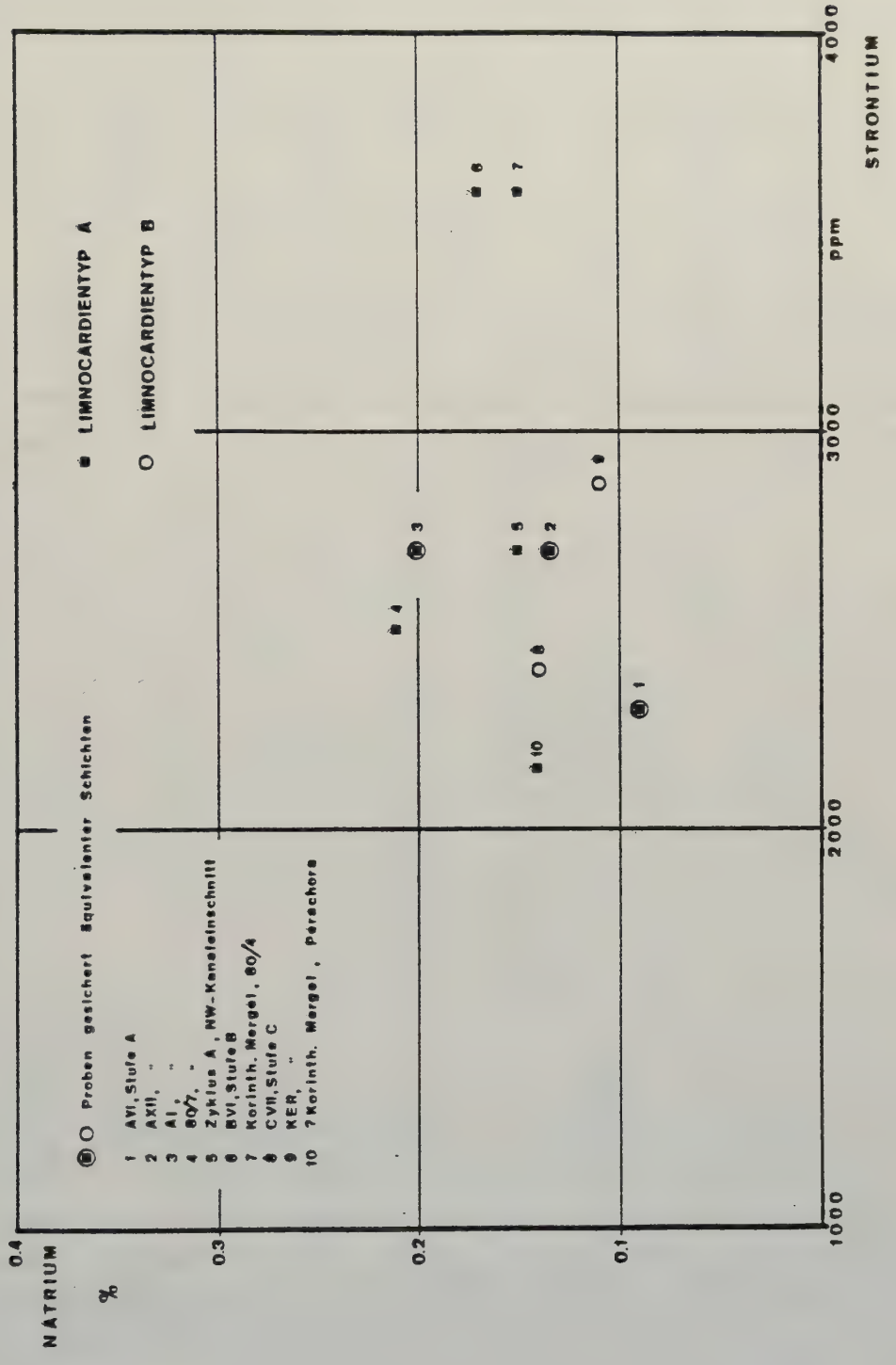


Abb. 25 Strontium- und Natrium-Gehalte aragonitischer Schalen der Limnocardientypen A und B verschiedener Fundpunkte im Raum Korinth.

LOKALITÄT	AUTOR	LIMNOCARDIENART	STRATIGR. EINSTUFUNG / ZYKLUS	SEDAT LIMNOCARDIENTYP	SEDAT ZYKLUS (vgl. 2.2.3.3)
N KALAMAKI (AUTOBAHN-PROFIL)	T.FUCHS (1877) GILLET (1963 - 1973) KERAUDREN (1970-72) v.FREYBERG (1973) NEUSER et al.(1982)	CARDIUM TENUE CARDIUM TENUE =HONDDACNA TENUE =NEOPSEUDOCATILLUS CATILLOIDES DIDACNA FUCHSI CARDIUM TENUE NEOPSEUDOCATILLUS CATILLOIDES	PLIOZÄN VILLAFRANCHIEN ZYKLUS 4 / TYRRHEN KALAMAKI-SCH./APSCHERON ZYKLUS C / SIZILIEN		
BAHNHOF KORINTH	PHILIPPSON (1899) GILLET (1938,1943) v.FREYBERG (1973)	DIDACNA FUCHSI DIDACNA FUCHSI DIDACNA FUCHSI	OBERPLIOZÄN VILLAFRANCHIEN PALÄO- - EUTYRRHEN	TYP A	ZYKLUS VI
KIATO	KERAUDREN (1970-72)	DIDACNA FUCHSI	TSCHAUDA	TYP B	ZYKLUS V
PERACHORA-HALBINSEL	DIDACNA FUCHSI (det.Prof.Symeonidis/Athen)			TYP A	?
KORINTH, STUFE C	DUFAURE et al.(1976)	LIMNOCARDIUM	PRA - MILAZZO	TYP B	ZYKLUS V
KORINTH, STUFE B				TYP A	ZYKLUS VI
NW-KANALEIN-SCHNITT	NEUSER et al. (1982)	DIDACNA FUCHSI	ZYKLUS A / ALTOMARTAR	TYP A	ZYKLUS II
NW-KANALEIN-SCHNITT	NEUSER et al. (1982)	NEOPSEUDOCATILLUS CATILLOIDES	ZYKLUS C / SIZILIEN		
KORINTH, LOK. 80/7				TYP A	ZYKLUS VI
KORINTH, LOK. 80/4				TYP A	KORINTHISCHER HERBEL

Abb. 26 Literaturzusammenstellung zur artenmäßigen und stratigraphischen Stellung der Limnocardien verschiedener Fundpunkte des Raumes Korinth und Neubearbeitung.

Vor Klärung regionaler und überregionaler Zusammenhänge (Ist die von GILLET (1963) vermutete "Westwanderung" der Kaspi - Schwarzmeer - Fauna belegbar ? Weist die limnisch - brackische Fauna des Korinther Raumes nur Ähnlichkeiten mit o.g. Fauna auf oder ist sie artenmäßig mit ihr identisch ?) erscheint die uneingeschränkte Verwendung der limnisch - brackischen Fauna des Korinther Raumes zur stratigraphischen Einstufung der Schichten nicht gerechtfertigt.

2.3.3 TERRESTRISCHE FAUNA

Aus dem Profil des Kanaleinschnitts ist der Fund eines **Paleoloxon ant. antiquus** bekannt (erwähnt bei v.FREYBERG 1973, S. 17). Diese Elefantenart wird von MELENTIS (1961) in die Mitte des Tyrrhen gestellt. Einen Elefantenstoßzahn hat der Verfasser beim Profil E''' (westlich von Alt-Korinth) an der Basis einer Konglomeratfolge gefunden. Der Stoßzahn konnte wegen seines schlechten Erhaltungszustands nicht geborgen werden.
Geborgen werden konnten hingegen Säugetierreste aus der Brackschicht des Zyklus A im NW-Kanaleinschnitt, deren genaue Bestimmung noch aussteht, die jedoch als Reste eines Hirsches identifiziert werden konnten (frdl. mündl. Mitteilung Dr. R. Stritzke / Bochum).
Weitere nicht näher bestimmbare Säugetierreste fanden sich in der Schicht a des Profils PL 4, die von NEUSER et al. (1982, Abb. 5) dem Zyklus C zugeordnet wird, im NW-Kanaleinschnitt. Es ist jedoch nicht auszuschließen, daß diese Reste aus Schichten des Zyklus A umgelagert wurden.

2.4 TEKTONIK

Spuren tektonischer Aktivität können im gesamten Korinther Raum beobachtet werden. Störungen mit zum Hangenden abnehmenden Versatzbeträgen in Ablagerungen des Korinthischen Mergels und in brackisch - marinen Ablagerungen des Quartär des Kanaleinschnitts bilden eine Horststruktur im zentralen Bereich des Isthmus von Korinth (NEUSER et al. 1982). Im Frühjahr 1981 konnten südlich und nördlich des Wouliagmeni-Sees der Perachora - Halbinsel E-W-streichende, infolge eines Erdbebens entstandene Erdrisse beobachtet werden, die auf noch

andauernde tektonische Aktivität im Raum Korinth schließen lassen. Aufgrund dieser Beobachtungen ist es daher naheliegend, die Stufenlandschaft südlich Korinth ebenfalls auf tektonische Aktivität zurückzuführen und die einzelnen Geländestufen größtenteils als Bruchstufen zu deuten (v.FREYBERG 1973, 1976).
Ein unumstrittener Beweis für die Bruchstufen - Hypothese konnte bislang noch nicht erbracht werden. Störungen wurden zwar sowohl in Ablagerungen des Korinthischen Mergels als auch in pleistozänen Ablagerungen beobachtet, doch sind sie wegen schlechter Aufschlußverhältnisse und geringer Versatzbeträge selten über den Aufschlußbereich hinaus zu kartieren.
Aus diesen Gründen finden sich in der geologischen Karte v.FREYBERG's (1973) nur lokal Störungen in Ablagerungen des Korinthischen Mergels und des Pleistozän eingezeichnet, die überwiegend etwa E-W streichen. Die für die Bruchstufen - Hypothese zu fordernden Stufen - parallelen Störungen konnten im Gelände jedoch nicht nachgewiesen werden, was auch von SCHRÖDER (1975, S. 150) bemängelt wurde.

Ohne stratigraphische Gliederung der Schichten des Korinthischen Mergels ist nur das Studium der tektonischen Gefüge in dieser Schichtenfolge möglich, und ohne hinreichende Aufschlußverhältnisse können tektonische Bewegungen im Quartär nur durch den Niveauvergleich an stratigraphisch und bathymetrisch vergleichbaren Schichten vorgenommen werden. Beide Wege werden im folgenden beschritten.

2.4.1 TEKTONISCHE VERSTELLUNG DER SCHICHTEN DES KORINTHISCHEN MERGELS

Neigungsmessungen an Schichten des Korinthischen Mergels weisen bezüglich der Einfallsrichtung eine starke Variationsbreite auf (vgl. geol. Karte). Nördliche und südliche Richtungen werden bevorzugt und ein Nebenmaximum befindet sich im NW-Sektor. In Nähe der Randgebirge Oneion und Akrokorinth fällt die Schichtung oft abweichend von o.g. Haupteinfallsrichtungen in oder entgegen der Richtung auf die Gebirgsmassen hin ein.
Stärkere synsedimentäre tektonische Bewegungen sind in Ablagerungen des Korinthischen Mergels im Bereich der Stufe A und bei Kenchrä durch Rutschmassen belegt. Im Bereich der Stufe A weisen die Rutschmassen überwiegend Westvergenz, bei Kenchrä Südvergenz auf.

Tektonische Bewegungen nach Ablagerung der Schichten des Korinthischen Mergels sind für die im Stufenland von Korinth häufig zu beobachtende Diskordanz zwischen Ablagerungen des Korinthischen Mergels und auflagernden pleistozänen Sedimenten verantwortlich zu machen.

2.4.2 TEKTONISCHE VERSTELLUNG QUARTÄRER SCHICHTEN

Abweichend vom E-W - Hauptstreichen der Störungen im Kanaleinschnitt (vgl. v.FREYBERG 1973) ist im Stufenland von Korinth, außer nahe des Kanaleinschnitts und im Bereich des Saronischen Golfes, überwiegend SE-NW- sowie untergeordnet NE-SW- Streichen der Störungen in quartären Schichten zu beobachten (vgl. geol. Karte).
Die Ausstrichskanten der Geländestufen A, B, C und D verlaufen nicht etwa E-W, wie es die Bruchstufen - Hypothese und das im Kanaleinschnitt beobachtete Störungsstreichen erwarten ließe, sondern greifen z.T. lobenförmig nach S vor (z.B. im Bereich des Solomos-Tals). Die Flanken dieser Loben verlaufen in auffälliger Weise parallel zu den Richtungen der belegbaren Störungen im Stufenland von Korinth (vgl. geol. Karte).

An zwei Beispielen (bei Alt-Korinth zwischen dem Profil D IV und der Straße Korinth - Argos sowie bei Xilokerisa im Bereich des Profils XYL) lassen sich nach SW bzw. nach SE geneigte Sedimentplatten im Gelände beobachten, deren Neigungsstärke entgegen einer südlich zu vermutenden pleistozänen Paläoküste und entgegen dem Einfallen nahegelegener, von Süden geschütteter jüngerer Schuttfächer allein aus tektonischer Bewegung an SE-NW bzw. NE-SW- streichender Störungen zu erklären ist. Schwächeres Einfallen pleistozäner Schichten nach S läßt sich im Bereich der Stufe A bei Lok. A VIII, in Schichten der Stufe F (vgl. Abb. 27) und im Bereich der Stufe C bei C XIX beobachten.

Mangels geeignet aufgeschlossener Störungen im Stufenland von Korinth lassen sich Stärke und zeitliche Abfolge tektonischer Bewegungen nur aus dem regionalen Niveauvergleich definierter stratigraphisch und bathymetrisch einheitlicher Schichten entnehmen.
Zum Niveauvergleich wurden die folgenden Bezugsschichten herangezogen und in Abb. 27 dargestellt:

1 = Basis der pleistozänen Schichten der Stufe F und äquivalenter

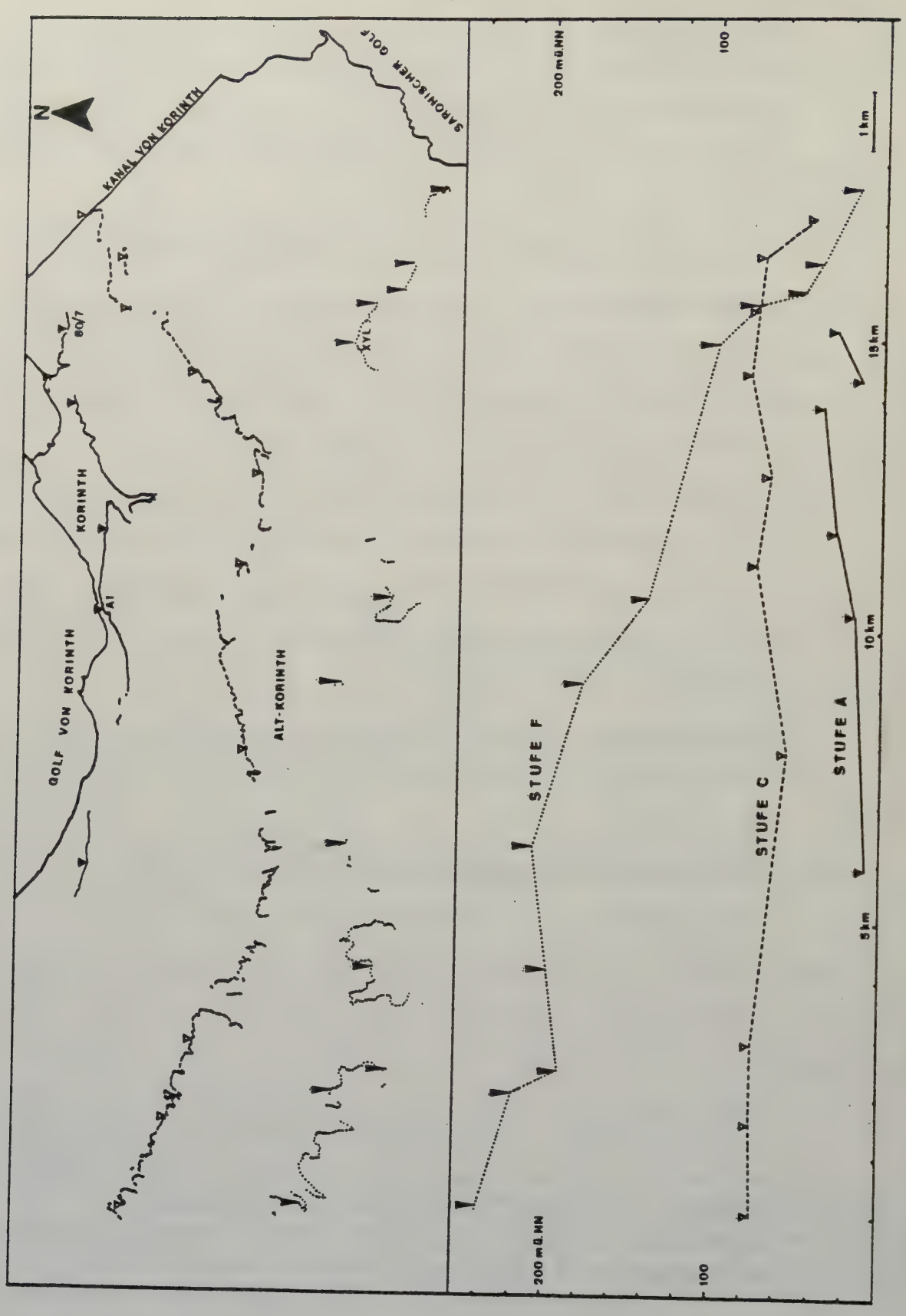


Abb. 27 Ausstrichskanten der Stufen F, C und A mit den Höhenlagen der Bezugsschichten 1 (.....), 2 (———) und 3 (_____)(in m ü. NN). Die einzelnen aus der geologischen Karte entnommenen Höhenpunkte sind in der Kartendarstellung und auf den Profillinien mit Pfeilen gekennzeichnet.

Schichten des Gebietsdreiecks zwischen Kira Wrissi, Xilokerisa und Kenchrä (Zyklus II nach der Zyklengliederung in Kap. 2.2.3.3.1),

2 = obere Brackschicht der Stufe C mit Limnocardien des Typs B (Zyklus V nach der Zyklengliederung) und

3 = liegende Brackschicht der Stufe A mit Limnocardien des Typs A (Zyklus VI nach der Zyklengliederung).

Vom Westrand des Arbeitsgebiets bis südwestlich Alt-Korinth senkt sich das Bezugsniveau 1 von 240 m ü. NN auf ca. 200 m ü. NN ab. Von südlich Alt-Korinth bis zum Saronischen Golf nimmt die Niveauhöhe dann von 175 m ü. NN auf < 20 m ü. NN ab. Auffällig ist, daß südlicher gelegene Profile deutlich geringere Niveauhöhen aufweisen als die benachbarten nördlicher gelegenen Profile (s. Abb. 27, 3. Meßpunkt von links), was auf eine zusätzlich nach S gerichtete Neigung der Schichten schließen läßt. Östlich des Profils XYL ist ein besonders starker Abfall der Niveauhöhe zu beobachten (vgl. Abb. 27).
Das Bezugsniveau 2 steigt vom W-Rand des Arbeitsgebiets (75 m ü. NN) über ein Zwischentief bei Alt-Korinth (50 m ü. NN) und über ein Zwischenhoch SE Korinth (ca. 80 m ü. NN) auf 40 m ü. NN im NW-Kanaleinschnitt hinab.
Die Höhenlage des Bezugsniveaus 3 bleibt zwischen dem W-Rand des Arbeitsgebiets bis Lechäon konstant (8 m ü. NN), steigt dann zunächst bis Lok. A I langsam, dann aber bis zum E-Rand von Korinth rascher bis auf 38 m ü. NN an. Vom Bahnhof Korinth steigt eine Sedimentplatte, die zur Bezugsschicht äquivalente Sedimente aufweist, bis Lok. 80/7 von 13 m ü. NN auf 28 m ü. NN an.

2.4.3 DISKUSSION DER ERGEBNISSE

1. Die Neigung der Schichten des Korinthischen Mergels im Stufenland von Korinth in bevorzugt nördliche und südliche Richtungen deutet auf E-W-streichende Störungen hin, wie sie auch im Kanaleinschnitt beobachtet wurden (vgl. v. FREYBERG 1973; NEUSER et al. 1982). Davon abweichende Einfallsrichtungen treten nahe der Randgebirge Oneion und Akrokorinth auf und belegen damit deren kleinräumigen Einfluß auf die tektonische Verstellung der Schichten des Korinthischen Mergels.

2. Auf der Grundlage der geologischen Karte wurden 3

N-S-Profilschnitte (A-A', C-C' und D-D', siehe Abb. 48) konstruiert, in denen der quartärgeologische Bau des Stufenlandes von Korinth interpretiert wird. In Verbindung mit der Verstellung definierter pleistozäner Schichten in verschiedenen Geländestufen können aus den Profilschnitten folgende Schlüsse gezogen werden:

- In einem östlichen Teilgebiet (zwischen der Südosthälfte des Kanals, Xilokerisa und Kenchrä) sind pleistozäne Schichten durch stär kere tektonische Bewegungen in ein Horst-Graben-System gegliedert (v Profilschnitt A-A'), das aus je einem Horst im Bereich des zentralen Kanaleinschnitts und südlich Kira Wrissi sowie aus je einem Graben im Bereich des Lepesi-Tals und bei Kenchrä besteht (vgl. Abb. 47 und 48). Während der Graben im Bereich des Lepesi-Tals von jüngeren Sedimenten teilweise wieder ausgefüllt wurde, konnten im Graben bei Kenchrä keine vergleichbaren jüngeren Sedimente beobachtet werden, obwohl sich hier eine frühe Anlage des Grabens bereits in Ablagerungen des Korinthischen Mergels andeutet (durch S-vergente Rutschungen beim Profil J 1).
- Das westliche Teilgebiet (zwischen der Nordwesthälfte des Kanals und dem Sadadi-Tal) ist durch gleichförmigere tektonische Deformationen gekennzeichnet. Markante Horst-Graben-Systeme lassen sich nicht nachweisen, doch sind kleinere etwa E-W-streichende Horste und Gräben zu vermuten, die lokal zu beobachtende Niveauhöhenschwankungen einzelner Stufen (z.B. Stufe C östlich des Profils C XXII und im Bereich von Alt-Korinth, Stufe A zwischen Korinth und Lechäon) sowie die S-Neigung einzelner pleistozäner Sedimentplatten (s. Kap. 2.4.2) erklären würden.
- Aus der nach W allmählich zunehmenden Niveauhöhe der Stufe F kann - zumindest für den Süden des westlichen Teilgebiets - eine nach W zunehmende "en bloc"-Hebung des Stufenlandes geschlossen werden. Diese "en-bloc"-Hebung kann in Verbindung mit klimatisch bedingten Wasserspiegelschwankungen (mehrfacher Brack-Marin-Wechsel in Profilen der Stufe C, vgl. Kap. 2.2.3.1.4 und Abb. 48a.) als Ursache für die Aufspaltung der Stufen C und E nordwestlich des Akrokorinth in mehrere Teilstufen gedeutet werden.

3. Mit der Feststellung relativ einheitlicher und gleichförmiger tektonischer Verstellung quartärer Schichten im westlichen Teilgebiet des Stufenlandes von Korinth und mit dem weitgehenden Fehlen belegbarer Störungen fällt es schwer, die Geländestufen

dieses Gebietes als Bruchstufen zu deuten, zumal wenn im östlichen Teilgebiet vergleichsweise häufig zu beobachtende Störungen mit einer uneinheitlicheren tektonischen Verstellung der quartären Schichten verbunden ist.
Der lobenförmige Verlauf nahezu paralleler Geländestufen im westlichen Teilgebiet (vgl. geol. Karte) würde bei Annahme tektonischer Genese einen mehrfachen Richtungswechsel einer Schar ebensoparalleler Störungen erforderlich machen. Die Existenz einer solchen Störungsschar konnte nicht nachgewiesen werden und stände auch den beobachteten Hauptstörungsrichtungen entgegen.

3. SEDIMENTPETROGRAPHISCHE UND MINERALOGISCH / CHEMISCHE BEARBEITUNG AUSGEWÄHLTER PLEISTOZÄNPROBEN SOWIE VON VERGLEICHSPROBEN

3.1 METHODIK

3.1.1 GEWINNUNG UND AUFARBEITUNG DES SÄUREUNLÖSLICHEN RESTES

Je nach augenscheinlichem Karbonatgehalt wurden zwischen 50 und 200 g Probenmaterial mit 10 %iger Monochloressigsäure behandelt, bis keine CO_2 - Entwicklung mehr erfolgte. Der Säure-unlösliche Rest wurde sodann gewogen und aus der Differenz zwischen der anfänglichen Wägung und der abschließenden Wägung konnte der Karbonatgehalt errechnet werden.
Der säureunlösliche Rest wurde nachfolgend einige Stunden lang mit 10 %-igem H_2O_2 behandelt, um organisches Material zu entfernen, und nach gründlichem Auswaschen mit Aqua dest. durch Naßsieben und Schlämmen nach dem Atterberg - Verfahren (Formeln bei G. MÜLLER 1964) korngrößenfraktioniert .
Um die Verteilung der Tonminerale und der Spurenelemente in einer sehr feinen Korngrößenfraktion zu untersuchen, wurde von einigen Proben die < 0.6 µm - Fraktion ebenfalls nach dem Atterberg - Verfahren abgetrennt. Die Fallzeit für diese Korngrößenfraktion errechnet sich aus der Stokes'schen Formel (angegeben bei G. MÜLLER 1964).
Oben beschriebene Probenaufbereitung hat - nach Vergleich einiger ausgewählter Proben vor und nach der Behandlung - keinen Einfluß auf die qualitative tonmineralogische Zusammensetzung und keinen meßbaren Einfluß auf die quantitative tonmineralogische Zusammensetzung der Proben gehabt.

3.1.2 UNTERSUCHUNGEN MIT DEM RÖNTGENDIFFRAKTOMETER

Für alle Röntgendiffraktometer - Untersuchungen fand ein Gerät der Fa. PHILIPS (Diffraktometer PW 1050/25 in Verbindung mit einem Generator PW 1130/00/60) Verwendung. Die Cu - Röhre des Geräts liefert eine Cu K_a - Strahlung mit der Wellenlänge 1.5405 Å und wurde bei allen Untersuchungen bei 40 kV und 30 mA betrieben.

Mg - Calcit - Analysen

Der $MgCO_3$-Gehalt Mg-calcitischer Biogene wurde nach der bei RICHTER (1979) beschriebenen röntgendiffraktometrischen Methode bestimmt. Doppelgipfelige Mg-Calcit- Röntgenpeaks wurden als zwei getrennte Peaks behandelt und beide Hauptlagen getrennt zur Mittelwertsbildung aus mehreren Messungen herangezogen.

Quarzanalysen

Der Quarzgehalt der säureunlöslichen Reste wurde nach WIEGMANN & KRANZ (1961) durch Zumischen von 20 Gew.% CaF_2 zur pulverisierten Probe und unter Verwendung einer Quarz - CaF_2 - NaF - Eichkurve (mit NaF als Trägersubstanz) des geologischen Instituts ermittelt. Das Peakhöhenverhältnis von Quarz (112 - Reflex) : CaF_2 (220 - Reflex) entspricht direkt dem Quarz / CaF_2 - Gewichtsverhältnis.

3.1.3 HALBQUANTITATIVE TONMINERALANALYSEN

Von korngrößenfraktionierten Proben (< 2 µm, 2-6 µm und 6-20 µm sowie < 0.6 µm bei einigen ausgewählten Proben) wurden Texturpräparate nach folgendem Verfahren angefertigt: 50 mg Probenmaterial wird in 5 ml Aqua dest. dispergiert und 1 ml der Suspension auf einem 2 x 1 cm - Glasobjektträger trocknen gelassen.
Die Texturpräparate wurden nachfolgend im lufttrockenen, Ethylenglykol - gesättigten (12 h in Ethylengkykoldampf bei 60°C) und erhitzten Zustand (1 h bei 375°C) geröntgt. Das Vorgehen unter den beschriebenen Bedingungen hat sich als optimal für die untersuchten Proben erwiesen und gestattet die halbquantitative Erfassung der

Tonmineralmengenverhältnisse Smectit + Mixed Layer, Illit und Serpentin + Chlorit nach den folgenden Beziehungen (vgl. auch BISCAYE 1965):

$$\text{Smectit + Mixed Layer} = \frac{\text{PF 10 Å}}{\text{PF 7 Å}}\text{(bei 375°C)} - \frac{\text{PF 10 Å}}{\text{PF 7 Å}}\text{(EG)} \times 2$$

$$\text{Illit} = \frac{\text{PF 10 Å}}{\text{PF 7 Å}}\text{(EG)} \times 2$$

$$\text{Chlorit + Serpentin} = 1$$

PF = Peakfläche

Unter Einbeziehung der Quarzanalysen und Vernachlässigung der Feldspatgehalte, die selbst in der 6-20 µm - Fraktion nur selten 5 % überschreiten, können aus den Tonmineralmengenverhältnissen halbquantitative Angaben über die mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Proben errechnet werden.

Der Versuch, die Ergebnisse chemischer Analysen mit den Ergebnissen der halbquantitativen Tonmineralanalysen der Proben zu korrelieren (vgl. Kap. 3.3.5) zeigt jedoch, daß halbquantitative Tonmineralanalysen der < 2 µm - Fraktionen mit denen der 6 - 20 µm - Fraktionen nicht vergleichbar sind. Dies wird auf Korngrößen-, Kristallinitäts- und Textureffekte zurückgeführt.

3.1.4 CHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN

NASSCHEMISCHE ANALYSEN

Für alle Untersuchungen fand ein Spektralphotometer der Fa. ZEISS (Modell PMQII mit Flammenzusatz FA 2) Verwendung. Die Auswertung erfolgte anhand von Standard - Eichkurven.

Strontium- und Natriumanalysen von Karbonatproben

Primär aragonitische Schalen der zu untersuchenden Limnocardien wurden zunächst auf mineralogische Reinheit überprüft, anschließend mit 10-%iger H_2O_2-Lösung behandelt, um organische Reste zu entfernen, dann gelöst und schließlich mit dem Flammenspektrometer auf Strontium und Natrium analysiert. Die Strontium- und Natriumwerte calcithaltiger Proben (Verunreinigung durch diagenetisch gebildeten Calcit) wurden unter der Annahme, daß der Calcit gegenüber dem Aragonit keine nennenswerten Mengen an Strontium oder Natrium enthält, um den röntgenographisch (nach einer Calcit / Aragonit - Eichkurve des Geologischen Instituts) bestimmten Calcitanteil korrigiert. Da die für die Strontium- und Natriumanalysen verwendeten Standard-Eichkurven in ihren Matrixzusammensetzungen nicht derjenigen der Aragonit / Calcit - Probenlösungen entsprach, werden die Analysenergebnisse nur unter Vorbehalt angegeben, was jedoch ihren Wert zur relativen Vergleichbarkeit nicht schmälert.

Alkali- und Erdalkalianalysen silikatischer Proben

Ausgewählte korngrößenfraktionierte Proben säureunlöslicher Reste wurden auf Lithium, Kalium, Natrium und Magnesium flammenfotometrisch untersucht. Die Auswertung erfolgte mittels Standard-Eichkurven.

RÖNTGENFLUORESZENZANALYSEN

Für alle Untersuchungen fand ein Fluoreszenzspektrometer der Fa. PHILIPS (PW 1410 in Verbindung mit PW 4625, PW 4620, PW 4630 und PW 1451) ausgestattet mit einer Molybdänröntgenröhre und einem LiF (220) - Analysatorkristall Verwendung. Die folgenden Meßparameter wurden konstant gehalten: Generatorbetrieb mit 50 kV und 30 mA, Kollimatorstellung: "fein", Impulszählzeit 2 x 40 sec.
Wegen der oftmals geringen Probenmengen erfolgten die Messungen an röntgenfein gemörserten (< 2 µm) und gewogenen (250 mg) Proben . Als externer Standard begleitete eine ebenfalls gemörserte und gewogene Referenzprobe (ZGI GM, siehe FLANAGAN 1974) die Messungen. Die Auswertung erfolgte mit Hilfe von Eichkurven, die anhand der Referenzproben ZGI GM und ZGI TB und anhand von "verdünnten" (mit spektroskopisch reinem SiO_2, Fa. JOHNSON & MATTHEY) ZGI GM - Proben erstellt wurden.

3.1.5 WEITERE UNTERSUCHUNGSMETHODEN

Rasterelekronenmikroskopische Untersuchungen

Die rasterelektronenmikroskopischen Untersuchungen wurden an frischen Gesteinsbruchflächen, die mit Gold bedampft wurden, unter Verwendung eines Geräts der Firma ISI (Modell SS 60) durchgeführt.

Lichtmikroskopische Untersuchungen

Zur Unterscheidung der Karbonate diente die Anfärbung der Dünnschliffe nach einer Methode nach EVAMY & SHEARMAN (1962) und DICKSON (1966), bei der Calcit und Aragonit rosa bis rot, Fe-Calcit je nach Fe-Gehalt dunkelrot bis blauviolett und Fe-Dolomit blaugrün erscheint; Dolomit, Siderit, Magnesit und Rhodochrosit bleiben ungefärbt.

3.2 PETROGRAPHIE UND DIAGENESE WICHTIGER SEDIMENTTYPEN PLEISTOZÄNER ABLAGERUNGEN DES ARBEITSGEBIETS

3.2.1 PETROGRAPHIE

3.2.1.1 MERGEL

Definition

Im folgenden werden die bei der Geländebearbeitung als "Mergel" bezeichneten Gesteine untersucht. In diesen Gesteinstyp fallen die überwiegend feinkörnigen Sedimente, die aus wechselnden Ton- und Karbonatanteilen zusammengesetzt sind.

Gefüge und Partikel

In einem Teil der Mergel des Arbeitsgebiets ist die Schichtung größtenteils durch starke Bioturbation zerstört.
Ausgeprägte Schichtung in Mergeln kann entweder auf Korngrößenwechsel oder auf wechselnde Ton / Karbonat - Verhältnisse zurückgeführt werden.
Die Mergel des Arbeitsgebiets enthalten auch wechselnde Mengen sandiger und arenitischer Komponenten, manchmal sogar größere

Biogenreste (u.a. Mollusken- und Korallenschill). In manchen Ton-armen Mergeln sind mikroskopisch manchmal Reste von Kotpillen festzustellen, die darauf schließen lassen könnten, daß ein Teil der Mergel aus Pillenkalken hervorgegangen ist.
Das feine karbonatische Material stammt aus folgenden Quellen:

- Umlagerung der feinkörnigen Ablagerungen des Korinthischen Mergels,
- Umlagerung der prä-neogenen karbonatischen Ablagerungen der unmittelbaren Umgebung des Arbeitsgebiets (Peloponnes) und
- Zerkleinerung von Biogenskeletten, Ooiden und Kotpillen infolge Transport, Bioerosion (vgl. MILLIMAN 1974, Kap. 9) oder mangelnder diagenetischer Erhaltung.

Biogene

Die Mergel des Arbeitsgebiets enthalten Biogene unterschiedlichster Art, auffällig ist jedoch, daß das Biogenspektrum häufig eingeschränkt ist. Neben Korallen - Serpeln - Gemeinschaften treten Cardien - Mytiliden - Gemeinschaften besonders hervor.

Interpretation

Je nach Art der o.g. Kriterien können der Genese nach drei Mergeltypen unterschieden werden:

- Mergel des marinen Milieus,
  Kennzeichen: mäßig ausgeprägte Schichtung, Bioturbation und marine Fauna (insbesondere Korallen und Ostreen),
  Beispiel: Profile C XIX und C XXII (vgl. Abb. 13, Zyklus C 1 und C 2);

- Mergel des lagunären (meist brackischen) Ablagerungsbereichs,
  Kennzeichen: ausgeprägte Schichtung (aufgrund von wechselndem Tongehalt), Bioturbation, z.T. hoher Biogengehalt (eingeschränkter Varietät), Hardgrounds (in Verbindung mit Pillenkalken),
  Beispiel: Profil A I (vgl. Abb. 10, liegende Brackschicht des Zyklus A 2);

- Umgelagerte Mergel der Ablagerungen des Korinthischen Mergels,
  Kennzeichen: deutliche wenn auch unregelmäßige Schichtung (aufgrund

von Korngrößenwechseln), relative Biogenarmut, Verknüpfung mit Bodensedimenten,
Beispiel: Profil 81 / 4H (vgl. Abb. 17).

3.2.1.2 SAND UND (BIO-) ARENIT

Definition

Sedimente der Korngröße 63 µm - 2 mm werden in dieser Arbeit Sand (mit überwiegend nichtkarbonatischem Anteil), Arenit (mit überwiegend karbonatischem, meist detritischem Anteil) und Bioarenit (mit überwiegendem Biogenanteil) genannt. Bioarenit kann sowohl gröbere Biogenpartikel (Biorudit) als auch eine Lutitmatrix enthalten.

Gefüge und Partikel

Bioarenite weisen aufgrund feiner Lutitmatrix und stellenweise ausgeprägter Bioturbation keine Schichtung auf. Gut sortierte Sande und Arenite sind dagegen häufig kleinrippelschräggeschichtet aber nicht frei von Bioturbation.

Die Partikeltypen der Sande und (Bio-) Arenite des Arbeitsgebiets lassen sich in

- nichtkarbonatische Klastika (Quarz, Chert, Radiolarit, Serpentinit und Gesteinsbruchstücke),
- karbonatische Klastika (Klastika der umliegenden präneogenen Kalkgesteine),
- Biogenfragmente (Algen, Foraminiferen, Korallen, Bryozoen, Serpeln, Mollusken, Echiniden und Ostrakoden) und
- Peloide und Ooide

unterscheiden.

Biogene

Arenite und Sande sind zumeist fossilarm, können aber zuweilen eine individuenreiche gleichzeitig aber artenarme autochthone Fauna aufweisen (z.B. liegende Brackschicht des Zyklus A 1 der Stufe A mit

Limnocardien des Typs A). Gröbere Arenite und Sande enthalten selten autochthone Biogene, nur bei Wechsellagerungen mit Konglomeraten sind Ostreen und umgelagerte Schillreste nicht identifizierbarer Biogene anzutreffen.
Bioarenite weisen im Gegensatz zu Areniten und Sanden ein reiches Biogenspektrum des litoralen Ablagerungsbereichs auf (z.B. Marinschichten der Zyklen A 1 und A 2 des Profils A I).

Interpretation

Das Ablagerungsmilieu der Arenite und Sande läßt sich nur mit Hilfe autochthoner Biogene bestimmen. Danach sind marine wie brackische Arenite und Sande gleich häufig und weit verbreitet (Beispiele für marine Arenite und Sande: Ablagerungen der Stufe E, Arenite und Sande der Stufe C insbesondere westlich von Alt-Korinth, Profile C'I und C'; Beispiele für brackische Arenite: Brackschichten der Stufen A und C mit den Limnocardientypen A und B).
Der Fossilgehalt deutet darauf hin, daß Bioarenite zumeist in marinem Milieu abgelagert worden sind.

Gut sortierte Sande und (Bio-) Arenite lassen auf ein höherenergetisches Ablagerungsmilieu schließen und werden als im strandnahen Bereich abgelagert gedeutet (Beispiel: Schichten der Stufe E im Bereich des Profils E III).

3.2.1.3 OOLITH

Definition

Der Begriff "Ooid" (bzw. Oolith) wird im folgenden in Anlehnung an die von RICHTER (1983, S. 74) getroffene deskriptive Definition verwendet. Nach dieser Definition sind Ooide von variabler Größe und bestehen aus einem Kern und Schalen, die bestrebt sind die Kugeligkeit des Kerns zu vervollkommnen; Biogene sind nur induktiv am Aufbau der Ooide beteiligt.

Gefüge und Partikel

Die Oolithe des Arbeitsgebiets sind zumeist deutlich geschichtet.

Kleinrippelschräggeschichtete Oolithe sind häufig mit Bioareniten, Schillkalken (Oolithschicht am Top des Profils A I, vgl. Abb. 11) und Konglomeraten (vgl. Profile der Stufe F, Abb. 16) verknüpft. Großrippelschräggeschichtete Oolithe des Arbeitsgebiets sind zumeist frei von begleitenden Sedimenten, werden aber von Konglomeraten (vgl. Profil D I der Stufe D, Abb. 14), von Mergeln (aus Pillenkalken hervorgegangen, z.B. in Profil KE 1 und KE 2) oder von Bodensedimenten (z.B. in Profil D I) unterlagert. Wühlgefüge in großrippelschräggeschichteten Oolithen sind seltener zu beobachten als in kleinrippelschräggeschichteten Oolithen. Die Richtung der Kleinrippelschrägschichtung ist nicht einheitlich, während die großrippelschräggeschichteten Oolitheinheiten zumindest lokal gleiche Schrägschichtungsrichtungen aufweisen und sogar z.T. zu einer Paläoküste parallel verlaufende Dünenzüge bilden (z.B. Oolithdünenzug der Stufe D).

Ooide der kleinrippelschräggeschichteten Oolithe sind von sehr unterschiedlicher Korngröße (63 µm - 3 mm), die Oolithe mit Großrippelschrägschichtung sind dagegen besser sortiert und weisen Mediane zwischen 100 und 200 µm auf.
Die Ooide des Arbeitsgebiets können nach (beobachteter oder vermutlich ehemals bestehender) Kristallorientierung und Mineralogie der Ooidschalen in drei primäre Typen unterschieden werden:

- primär aragonitische Ooide mit überwiegend tangentialer Orientierung der Kristalle in der Schale,
- primär calcitische Ooide mit vorwiegend radialer Orientierung der Kristalle in der Schale und
- Ooide ohne erkennbare Kristallorientierung, die im Falle gemeinsamen Auftretens mit diagenetisch unveränderten (aragonitische Biogene und Ooide) ebenfalls einen Primärtyp repräsentieren.

In dieses Grundtypen - Schema können auch jene Ooidtypen, die in Form oder Aufbau von den "Normalooiden" abweichen, und unter Namen wie "Cerebroid Ooide" (CAROZZI 1962) oder "Rindenooide" (= "superficial ooids", ILLING 1954) bekannt sind, eingeordnet werden.

Diagenetische Veränderungen, von denen insbesondere primär aragonitische Ooide betroffen sind, haben zu einer Reihe von

sekundären Ooidtypen geführt, die jedoch im folgenden nicht näher beschrieben werden sollen.

Biogene

Die Oolithe des Arbeitsgebiets sind im allgemeinen fossilfrei. Die sie begleitenden Sedimente können jedoch Schill von Biogenen des Strand- und Lagunärfaziesbereichs enthalten.

Interpretation

Im Gelände sind anhand von makroskopischen Kriterien

- äolische Oolithe (Großrippelschrägschichtung zumindest lokal einheitlicher Richtung (Oolithdünenzug der Stufe D von West nach Ost zwischen WNW-ESE- und WSW-ENE- streichend) , im Liegenden Bodensedimente oder Schillkalke, wenig Bioturbation, gute Sortierung) von
- aquatischen Oolithen (Kleinrippelschrägschichtung uneinheitlicher Richtung, Verknüpfung mit Konglomeraten mit mariner Fauna, Schillkalken und Bodensedimenten, Bioturbation häufig, Korngrößenwechsel; z.B. Oolithe an der Basis der Profile der Stufe F und Oolith des Profils A I der Stufe A)

deutlich zu unterscheiden (vgl. auch LAND et al. 1967).

Zuweilen können in einem Profil Übergänge vom aquatischen in den äolischen Ablagerungsbereich beobachtet werden (z.B. in den Profilen D', F VII und KE 1).
Die Bildungsbedingungen der verschiedenen Oolithtypen des Arbeitsgebiets können nach folgenden Kriterien beurteilt werden:

- Biogene und Fazies der assoziierten Sedimente,
- Häufigkeit der einzelnen Ooidtypen und
- Literaturangaben zu Bildungsbedingungen rezenter Ooidvorkommen.

Die primär aragonitischen Ooide des Arbeitsgebiets wurden vom strandnahen (Verknüpfung mit Strand- und Deltakonglomeraten) bis in den flachmarinen Bereich mit geringer Wassertiefe (Verknüpfung mit marinen Schillkalken) hinein gebildet. Die Genese

großrippelschräggeschichteter äolischer Oolithe kann so erklärt werden, daß infolge absinkenden Wasserspiegels große Flächen, auf denen in flachem Wasser Ooide gebildet worden waren, zur Exposition kamen, und daß nachfolgend feinkörnige Ooide vom Wind ausgeblasen wurden und sich in Form von Dünen am Strand oder in seichten Lagunen akkumulierten. Aufschluß über das entgültige Ablagerungsmilieu der Ooide geben die unterlagernden Sedimente (Lagunärfazies: bioturbate Mergel und Pillenkalke, Schillkalke brackischer Biogene; Beispiele: Profil KE 1 und KE 2; Strand und Deltafazies: Konglomerate und verschwemmte Bodensedimente; Beispiele: Profil D I und F VII).

Primär calcitische, radial strukturierte Ooide der Pleistozänschichten des Arbeitsgebiets sind häufig mit Sedimenten und Biogenen brackischer Fazies assoziiert (z.B. Brackschicht mit Limnocardien des Typs B; liegende Brackschicht des Zyklus A 2 der Stufe A, in der in Wühlgängen primär calcitische und radiale Ooide zu finden sind). Oolithe mit primär calcitischen Ooiden enthalten häufig einen relativ hohen Fremdpartikelanteil, was auf im Vergleich zur Genese der aragonitischen Ooide ungünstigere Bildungsbedingungen hindeutet (z.B. hangender Oolith der Stufe C, der von Bodensedimenten und von der Brackschicht mit Limnocardien des Typs B unterlagert wird).

3.2.1.4 BODENSEDIMENTE

Definition

Meist rote, schlecht sortierte lehmige Sedimente, die zuweilen Landschnecken (Heliciden) enthalten, werden in dieser Arbeit als Bodensedimente bezeichnet. Unter diesem Begriff werden autochthone Böden wie verschwemmte Böden zusammengefaßt.

Gefüge und Partikel

Die Bodensedimente des Arbeitsgebiets zeichnen sich durch schlechte Sortierung und fehlende Schichtung aus. Der Gehalt an nichtkarbonatischem Material ist vergleichsweise hoch (vgl. Proben terrestrischer Herkunft ("terr.") Tabelle 6.3 a im Anhang).
In einigen Bodensedimentschichten sind Wurzelröhren - ähnliche Gebilde zu beobachten, wegen derer KERAUDREN (1970-72) die

Bodensedimentschicht des Profils A I als autochthonen Boden deutet, während v.FREYBERG (1973) diese Gebilde anders interpretiert und den roten Lehmhorizont dieses Profils als "umgelagerte rote Verwitterungsrinde" bezeichnet.

Bodensedimente im Stufenland von Korinth sind überwiegend Oolithen unter- bzw. eingelagert (vgl. Profile D I und A I, Abb. 10 und 14), während Bodensedimente am Saronischen Golf sowohl Oolithen eingelagert sind als auch mit Konglomeraten fluviatiler Herkunft (schlechte Verrundung der Gerölle, keine Biogene) wechsellagern (vgl. Profile I 3 und I 6, Abb. 19). Am Saronischen Golf ist noch eine Besonderheit zu beobachten: rote Bodensedimenthorizonte sind durch helle karbonatische Lagen, die durch tektonische Bewegungen zwar verbogen, primär aber offensichtlich parallel zueinander verliefen, gegliedert. Diese karbonatischen Lagen lösen sich manchmal in kleine Knollen, die lagig angeordnet sind, auf. Die karbonatischen Lagen und Knollen wurden als Calcrete - Bildungen gedeutet, die auf Palăo - Grundwasserspiegelschwankungen schließen lassen.

Biogene

Der Biogengehalt der Bodensedimente beschränkt sich auf Landschnecken, unter denen Heliciden mengenmäßig hervortreten.

Interpretation

Die Bildungsbedingungen können für alle Bodensedimente als annähernd gleich angenommen werden:
Im südlichen Hinterland des Arbeitsgebiets sorgen verstärkte Bodenbildung, erhöhte Niederschläge und/oder verminderter Pflanzenwuchs für erhöhte Mobilität der autochthonen Böden. Ausgewaschene Bodensedimente werden dann von Flüssen beckenwärts transportiert und in Deltas gemeinsam mit fluviatilen Konglomeraten sowie in der Küste unmittelbar vorgelagerten Lagunen gemeinsam mit Oolithen abgelagert.

3.2.1.5 KONGLOMERATE

Definition

Sedimente des Arbeitsgebiets, die überwiegend aus zumindest angerundeten klastischen Partikeln der Korngröße > 2 mm zusammengesetzt sind, werden in dieser Arbeit unabhängig von ihrem Verfestigungsgrad als Konglomerate bezeichnet.

Gefüge und Partikel

Wichtige Kriterien für die fazielle Beurteilung von Konglomeraten des Arbeitsgebiets sind:

- Partikelgröße und -sortierung,
- Partikelform (Rundung und Abplattung),
- Art und Anteil der Matrix,
- Biogengehalt (auch Bohrspuren und Bewuchs),
- Schichtungstypen.

Die Kombination der einzelnen Kriterien führt zu folgenden Konglomerattypen (vgl. auch Abb. 46):

1. Schlecht sortierte Konglomerate, die sowohl sehr grobe Gerölle (Durchmesser etwa bis 50 cm) als auch eine aus Sand, Arenit oder Lehm bestehende Matrix enthalten. Sand- und arenitreiche Konglomerate dieses Typs enthalten häufig marine Fauna (z.B. marine Mollusken und Korallen). Die groben Gerölle sind z.T. stark angebohrt und manchmal von Serpeln oder Blaugrünalgen umkrustet (z.B. in Profil MEER 1 und in Höhe der Stufe C, im Bereich des Solomos-Tals). Konglomerate mit Lehmmatrix sind durch angebohrte, mäßig verrundete grobe Gerölle und weniger verrundete, kleinere Gerölle sowie durch relative Biogenarmut gekennzeichnet (z.B. in Profil I 3 und I 6). Konglomerate beider Untertypen sind gewöhnlich intern schlecht geschichtet, aber z.T. intensiv mit Sanden, Areniten und umgelagerten Mergeln und Bodensedimenten wechselgelagert

2. Gut sortierte Konglomerate mit Sand- und (Bio-) Arenit oder Oolithmatrix sind im Gegensatz zum oben beschriebenen

Konglomerattyp meist deutlich, manchmal auch sehr steil schräggeschichtet. Sie enthalten wechselnde Mengen von Biogenen des strandnahen Faziesbereichs (darunter dickschalige Glycimeris, Ostreen und Patellen). Die Gerölle sind nur gelegentlich angebohrt oder umkrustet, die Rundung der Gerölle ist einheitlich gut. Selten sind Lagen gut abgeplatteter Gerölle zu beobachten, die zudem Imbrication zeigen (z.B. am Top des Profils E'III).

3. Der letzte Konglomerattyp ist durch gut gerundete Gerölle und relative Biogenarmut gekennzeichnet. Auffallend kugelige und gut verrundete Gerölle sind in einem Konglomeratuntertyp mit sandiger bis mergeliger Matrix zu finden. Er weist aufgrund der Geröllformer und Schichtungstypen große Ähnlichkeiten mit Konglomeraten des Korinthischen Mergels auf (vgl. Profile 81/6H und F'II). Ein weiterer Untertyp mit stark abgeplatteten Geröllen und Arenitmatrix weist deutliche Imbrication auf; z.T. wechsellagern Konglomertschichten intensiv mit Sand- und Arenitlagen. Angebohrte oder bewachsene Gerölle sind in beiden Untertypen selten zu finden.

Um Aufschluß über die Liefergebiete und Transportrichtungen grobklastischen Materials zu bekommen, wurden an mindestens 100 Geröllen mit einem Mindestdurchmesser von 2 cm die Geröllspektren der Konglomerate verschiedener Fundpunkte ausgezählt und in der geologischen Karte dargestellt.
Nach der Zusammensetzung potentieller Liefergesteine im und in unmittelbarer Nachbarschaft des Arbeitsgebiets (präneogene Karbonatgesteine, Cherte und Radiolarite) ist es sinnvoll, zwischen Kalk- und Chertgeröllen, schwarzen und roten Chertgeröllen (z.T. Radiolarite), Peridotitgeröllen, Quarzitgeröllen und Neogen/Pleistozän - Geröllen unterschiedlicher Zusammensetzung zu differenzieren.
In den meisten untersuchten Geröllspektren dominiert der Kalk- und Chertanteil (60 - 90 %). Rote und schwarze Chertgerölle überschreiten selten 30 % in den Spektren. Sie sind vorwiegend in etwas feinkörnigeren Konglomeraten ($<$ 2 cm) angereichert und daher in der Auszählung etwas unterrepräsentiert. Nur an zwei Stellen wurden Konglomerate mit einem Peridotit - Anteil $>$ 50 % beobachtet (Profil 80/4 und LE 1). Im Gebiet südwestlich Korinth ist Peridotit in vielen Konglomeratspektren vertreten, überschreitet jedoch nie 10 %. Quarzitgerölle erreichen in einigen Geröllspektren (vgl. geol. Karte) einen 20 - 30 % - Anteil. Regionale Häufungen oder Verknüpfung mit

anderen Geröllltypen wurde nicht beobachtet. Neogen/Pleistozän - Gerölle sind nur lokal am Geröllspektrum der Konglomerate nennenswert beteiligt und geben weniger Aufschluß über Transportrichtungen als über die Nähe pleistozäner Kliffs und Erosionsflächen (z.B. Spektren der Profile E''' und E'III, vgl. geol. Karte).

Interpretation

Die o.g. Konglomerattypen können ihrer Genese nach den folgenden Faziesbereichen zugeordnet werden:

1. Deltafazies
Konglomerate des ersten Typs werden der Deltafazies zugeordnet. Der unterschiedliche Einfluß des marinen Milieus (marine Biogene , gute Verrundung der Gerölle) und die unterschiedliche Zufuhr frischen Detritus (schlecht verrundete Gerölle, viel lehmiges Material) spiegelt sich in zwei Untertypen wider. Beispiele des stärker marin beeinflußten Deltafaziestyps finden sich insbesondere im Bereich des Solomos-Tals, während eine stärker fluviatil beeinflußte Deltafazies im Gebiet zwischen Isthmia und Kenchrä zu beobachten ist.

2. Strandfazies
Konglomerate der Strandfazies sind durch gute Sortierung, geringen Matrixanteil, umgelagerte marine Fauna und z.T durch abgeplattete Gerölle gekennzeichnet.

3. Mischfazies
Konglomerate der Mischfazies können hinsichtlich ihres Ablagerungsmilieus nur schwer gedeutet werden. Dies ist einerseits in der Vermengung bereits gut gerundeter Gerölle aus älteren Ablagerungen (insbesondere aus dem Korinthischen Mergel) mit schlechter verrundeten frisch zugeführten Geröllen und andererseits durch die relative Biogenarmut begründet. Nur an wenigen Stellen deutet sich in einem Konglomeratuntertyp durch Schrägschichtung, deutliche Abplattung der Gerölle und Wechsel mit Sand- und Arenitschichten deutliche Strandnähe an, während wenig marine Fauna marines Milieu vermuten läßt.

Die Geröllspektren sind zur regionalen Auswertung potentieller Liefergebiete und Transportrichtungen wenig ergiebig. Dies liegt unter anderem darin begründet, daß die untersuchten Geröllspektren aus

verschiedenalten pleistozänen Zyklen stammen und daher mit mehrfacher Umlagerung gerechnet werden muß.
Die Häufigkeitsverteilungen des Peridotitmaterials in den Geröllspektren läßt darauf schließen, daß ein Großteil von Osten oder Norden angeliefert worden ist. Geringere Mengen, wie sie in vielen pleistozänen Geröllspektren zu finden sind, sind möglicherweise aus der Umlagerung aus neogenen und präneogenen Ablagerungen (Grobkonglomerate am Akrokorinth und Oneion-Gebirge, s. Kap. 2.2.1.2) des Arbeitsgebiets herzuleiten.

3.2.2 KARBONATDIAGENESE

3.2.2.1 ZEMENTTYPEN

3.2.2.1.1 VADOSE ZEMENTE

Zemente, die bevorzugt an Partikelunterseiten (gravitative Zemente; PURSER 1969, MÜLLER 1971) und an Partikelkontakten (Meniskuszemente; u.a. DUNHAM 1971 und RICHTER 1976) auftreten, werden in der Literatur als Zemente des vadosen Bereichs gedeutet. Nach den Kristallformen werden u.a. "flower spar"- (JAMES 1972), "radial fibrous"- (BATHURST 1959b) und Mikrit- Zemente unterschieden und hinsichtlich der Bildungsbedingungen gesondert gedeutet (FOLK & LAND 1975, RICHTER 1976).

Die vadosen Zemente des Arbeitsgebiets bestehen aus Calcit mit unterschiedlichem $MgCO_3$-Gehalt. RICHTER (1976 und 1979) ermittelte in einem vadosen Zement des Zyklus C des NW-Kanaleinschnitts 4-6 Mol-% $MgCO_3$ und in gravitativen Zementen verschiedener Pleistozänvorkommen des Peloponnes, die von ihm verschiedenen Diagenesestufen zugeordnet werden, zwischen 0-2 und 3-6 Mol-% $MgCO_3$. Vadose Zemente verschiedener Vorkommen im Stufenland von Korinth (Lokalitäten A IX, B II, B'II und C VI) sind aus Calciten mit 1.0 - 5.5 Mol-% $MgCO_3$ zusammengesetzt.

Als vadose Zemente besonderer Bildungsbedingungen ist Caliche - Zement (u.a. RUTTE 1958) in oberflächennahen Caliche - Krusten der meisten Pleistozän - Vorkommen des Arbeitsgebiets anzutreffen.

3.2.2.1.2 PHREATISCHE ZEMENTE

Die häufigsten phreatischen Zemente des Arbeitsgebiets sind "rim"-Zement, nadeliger Aragonitzement, kryptokristalliner Hoch-Mg-Calcitzement und Dolomitzement.
"Rim"-Zemente (BATHURST 1958, EVAMY & SHEARMAN 1965) bilden homoachsiale Säume um monokristalline Partikel (z.B. Echinidenbruchstücke und Karbonatklasten) und zeigen oftmals einen ausgeprägten Zonarbau, der aus wechselnden Eisengehalten (erkennbar durch Anfärbung) im Calcit resultiert. Nach den Beobachtungen in Dünnschliffen von Arenit und Sand der Lok. A IX sind frühe Stadien der "rim"-Zemente oft eisenreicher als spätere Stadien. Relativ große Schwankungen im $FeCO_3$-Gehalt der Calcite können nach den Untersuchungen von RICHTER & FÜCHTBAUER (1978) bereits durch geringe Variation des Fe/Ca - Verhältnisses in der Lösung hervorgerufen werden.

Nadeliger Aragonitzement wird häufig im flachmarinen Ablagerungsmilieu beobachtet (u.a. GINSBURG et al. 1971). Aragonitzement wird jedoch auch aus dem marin - meteorischen Übergangsbereich (z.B. in Beachrock - Ablagerungen ; u.a. MOORE JR. 1971 und FRIEDMAN & GAVISH 1971) und sogar aus dem rein meteorischen Diagenesebereich mit extrem Mg-reichem Porenwasser (vgl. auch KONISHI & SAKAI 1972) beschrieben.

Mikritischer Hoch-Mg-Calcitzement ist im Arbeitsgebiet in Ablagerungen des marin - meteorischen Übergangsbereichs (z.B. in Beachrock - Ablagerungen bei Lechäon) zu beobachten. Die $MgCO_3$-Gehalte dieses holozänen Beachrock - Zementes stimmen gut mit den von ALEXANDERSSON (1969) für mediterrane Beachrock - Zemente angegebenen Werten von 13-16 Mol-% $MgCO_3$ überein.

Dolomitzement wurde im Stufenland von Korinth in zunächst vados zementierten Oolithen der Stufe F (Profil F VIII) festgestellt. Dieser Dolomitzement ist relativ Calcium-reich (Ca_{55} - Dolomit) und schlecht geordnet (I d (015) / I d (110) = 0.35; vgl. FÜCHTBAUER 1970, S. 369).

Der mehrfache Marin - Brack - Wechsel in Profilen der Stufe A und der Stufe C spiegelt sich in den beobachteten Zementabfolgen nicht

deutlich wider; die häufigsten Zemente des Arbeitsgebiets sind im vadosen Diagenesebereich gebildet worden.

3.2.2.2 KARBONATUMWANDLUNG

3.2.2.2.1 ARAGONIT - CALCIT TRANSFORMATION

Aragonit ist sowohl in den neogenen (vgl. Kap. 2.2.2) als auch in vielen pleistozänen Ablagerungen des Arbeitsgebiets (vgl. Kap. 2.2.3) zu beobachten.
In einigen stratigraphisch und faziell einheitlichen Schichten ist ein Nebeneinander von weggelösten, in Calcit umgewandelten und vollständig erhaltenen aragonitischen Partikeln zu beobachten (insbesondere in den Oolithen der Stufe F und deren äquivalenten Schichten im Gebietsdreieck zwischen Kira Wrissi, Xilokerisa und Kenchrä). Dies deutet darauf hin, daß der Aragonit-Erhaltungszustand nicht allein vom Zeitfaktor sondern auch von den lokalen Diagenesebedingungen abhängt.

Als Hauptfaktoren für die Aragonitumwandlung werden angesehen:

1. Die Zusammensetzung der Porenlösung

2. Die Permeabilität der Sedimente
   FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1963) führten den guten Erhaltungszustand von aragonitischen Schnecken in bituminösen Wealden - Tonen u.a. auf die geringe Permeabilität der Sedimente zurück.

3. Anwesenheit organischer Substanz
   Nach Ansicht von FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1963) und KENNEDY & HALL (1967) kommt organischen Säuren, deren Stabilität von den E_h - Bedingungen abhängt, besondere Bedeutung bei der Konservierung von Aragonit zu, indem die auf Kristalloberflächen adsorbierten organischen Verbindungen den Aragonit durch ihre hydrophobischen Eigenschaften vor dem Kontakt mit wässrigen Aragonit - untersättigten Lösungen schützen. Die Quelle für die organischen Schutzfilme ist wohl z.T. in den aragonitischen Partikeln selber zu suchen, denn den Angaben von MILLIMAN (1974, Zusammenstellung von Literaturdaten) und den Untersuchungen von FERGUSON & IBE (1982) ist zu entnehmen, daß rezente aragonitische Mollusken und Ooide bis

zu etwa 6.5 bzw. 4.1 % organische Substanz enthalten können.

4. Diagenesemilieu
   Nach LAND et al. (1967) ist die diagenetische Umwandlung im meteorisch - phreatischen Bereich gegenüber dem meteorisch - vadosen Bereich - infolge größeren Lösungsaustauschs - intensiver.

Bezüglich der im Arbeitsgebiet gemachten Beobachtungen zur Aragonit - Lösung bzw. Aragonit - Calcit Transformation können anhand o.g. Faktoren folgende Überlegungen angestellt werden:

1. Partielles Anlösen des Aragonits
   In Molluskenschalen verschiedener Vorkommen (Strombus bubonius in Ablagerungen der Stufe E, Limnocardien der Typen A und B in Brackschichten der Stufen A und C) ist partielles Anlösen des Aragonits festzustellen. Als Ursachen für die teilweise Auflösung und die teilweise Erhaltung des Aragonits könnten schalenteilspezifische Organo-Anteile und die mit ihnen verbundene schützende Wirkung (s.o.) verantwortlich gemacht werden. Ferner diskutierte SCHROEDER (1973) im Zusammenhang mit der Umwandlung aragonitischer Biogenskelette in Calcit, bei gleichzeitiger Erhaltung aragonitischer Zemente, den möglichen Einfluß der Schalenstruktur der Biogene und den des unterschiedlichen Sr-Gehalts auf den Umwandlungsprozess, ohne jedoch darauf näher einzugehen.

2. In-situ Umwandlung von Aragonit in Calcit
   Bei der in-situ (=paramorphen; FRIEDMAN 1964, SCHLANGER 1964, zit. in: BATHURST 1971) Aragonit - Calcit - Transformation in Schalen von Strombus bub. der Stufe E blieb meist ein Teil der organischen Substanz erhalten und wurde in den neugebildeten Calcit übernommen (im Dünnschliff an dunklen Streifen zu erkennen).
   Wie Beobachtungen an Strombus-Schalen von Tolon, die erst teilweise in Calcit umgewandelt sind, zeigen, erfolgt die Aragonit - Calcit Transformation an Lösungssäumen, die sich teils quer durch alle Schalenteile ziehen, teils parallel zu Aragonit-Schalenteilen und -Kristallgrenzen verlaufen.
   Für einen langsamen Umwandlungsprozess mit nahe dem Gleichgewicht stehenden Lösungen spricht die geringe Transportkapazität der mit der Lösung im Austausch stehenden Lösungssäume, die beispielsweise

auch die Aufgabe haben, überschüssiges Strontium, das unter den gegebenen Bedingungen nicht ins Calcit-Gitter übernommen werden kann (vgl. KINSMAN & HOLLAND 1969), wegzuführen. Möglicherweise wird der Umwandlungsprozess auch durch die organische Substanz (s.o.) verzögert und führt so zu dem relativ groben Calcitmosaik. das in allen umgewandelten Strombenschalen zu beobachten ist.

3. Aragonit im Bereich geringpermeabler Sedimente
   Im vadosen Bereich kann Aragonit der Auflösung durch die schützende Wirkung geringpermeabler Caliche-Krusten, Böden und partiell zementierter Sedimentbereiche (LAND's Diagenesestufe III, vgl. LAND et al. 1967) entgehen. Dies trifft z.T. für die Oolithe des Gebietes Kira Wrissi, Xilokerisa und Kenchrä zu. Aragonit findet sich zudem in Ablagerungen des Korinthischen Mergels in Form aragonitischer Biogene und dünner Aragonitlagen. Hier sind wohl die sehr feinkörnigen, tonig-mergeligen Sedimente geringer Permeabilität für den z.T. sehr guten diagenetischen Erhaltungszustand verantwortlich zu machen.

3.2.2.2.2 HOCH-MG-CALCIT - CALCIT UMWANDLUNG

Aufbauend auf den Untersuchungen von LAND (1966) hat RICHTER (1979) eine siebenstufige Diagenesereihe aufgestellt, die auf dem stufenweisen Abbau von Hoch-Mg-Calcit in Tief-Mg-Calcit unter meteorisch-vadosen Bedingungen basiert. Für diese Untersuchungen wurden Biogene ausgewählt, deren primäre Mg-Calcit-Zusammensetzung in Abhängigkeit von Wassertemperatur und Salinität bekannt sind.

Im folgenden werden Biogene (Echinocyamus pusillus, Corallinaceen und Echiniden nicht identifizierbarer Arten) aus den Stufen A, B und C hinsichtlich des Mg-Gehalts ihrer Skelette untersucht und den von RICHTER (1979) aufgestellten Diagenesegraden zugeordnet (Abb. 28).

Proben der Stufe C

Coronen von Echinocyamus p. des Zyklus C 2 der Stufe C (vgl. Kap. 2.2.3.1.4) haben den Diagenesegrad IV - V erreicht, Corallinaceen der gleichen Schicht weisen den Diagenesegrad V auf und Seeigelplatten

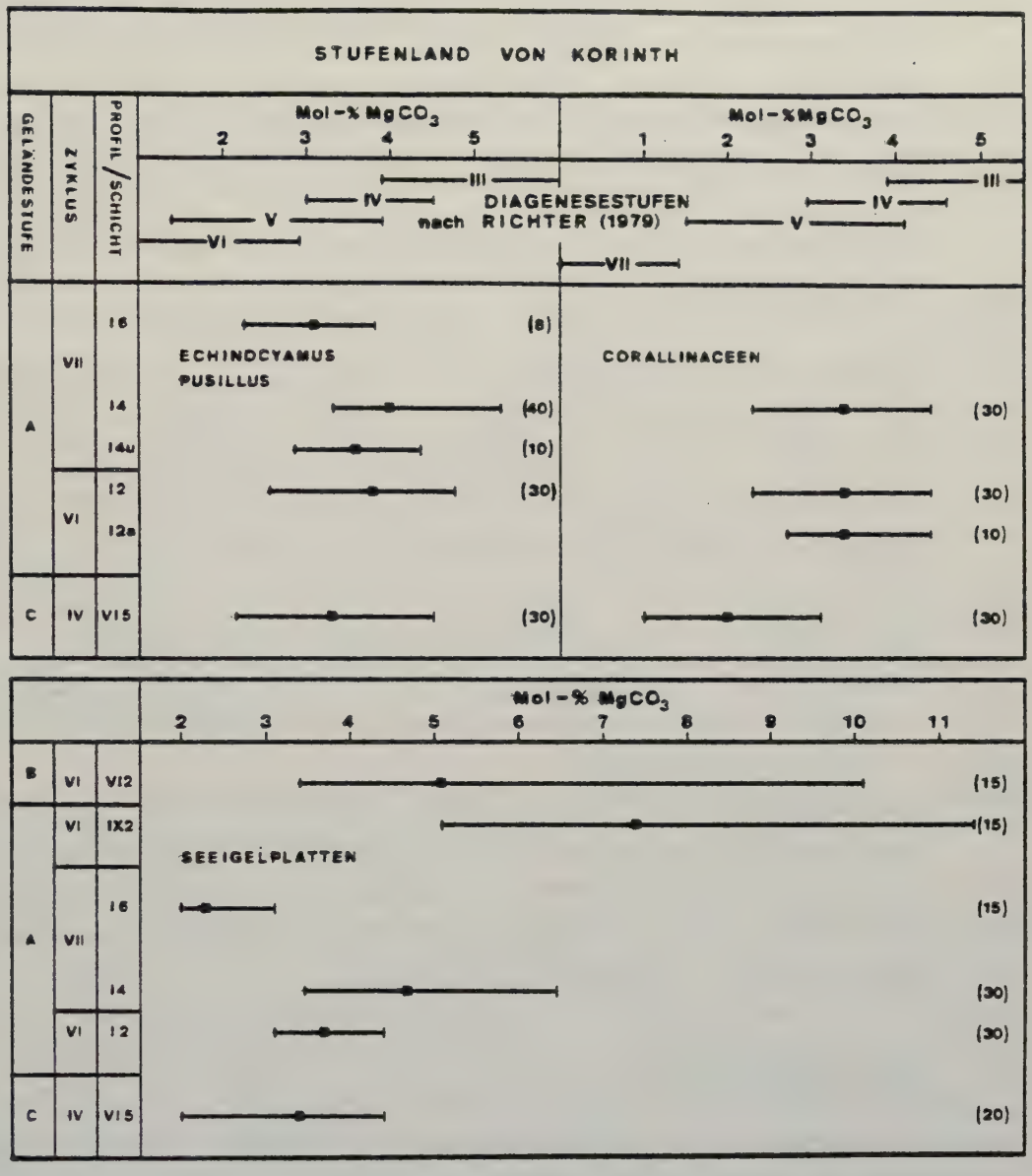


Abb. 28 Magnesium-Gehalte primär Hoch-Mg-calcitischer Biogene (Echinocyamus pusillus, Corallinaceen und Platten nichtidentifizierbarer regulärer Echinidenarten) aus den Pleistozän-Profilen AI, AIX, BVI und CVI der Stufen A, B und C des Stufenlandes von Korinth, die in die Brack-Marin - Zyklen IV, VI und VII gegliedert werden (s. Kap. 2.2.3.3). Probenzahlen werden in Klammern angegeben. Im oberen Teil der Abbildung sind zum Vergleich die von RICHTER (1979) an Gehäusen von Echinocyamus pusillus und an Corallinaceen ermittelten Stufen der meteorisch-vadosen Umwandlung von Hoch-Mg-Calcit in Calcit dargestellt.

(ohne Artendifferenzierung) haben einen durchschnittlichen $MgCO_3$ -Gehalt von 3.4 Mol-%.

Proben der Stufe B

Aus Schichten der Stufe B (Profil B VI) konnten nur Echinidenplatten geborgen werden. Der mittlere $MgCO_3$ -Gehalt dieser Proben beträgt 5.1 Mol-%, einzelne Seeigelplatten können jedoch bis zu 10 Mol-% $MgCO_3$ aufweisen, und sind damit gegenüber rezenten Seeigelgehäusen (vgl. CHAVE 1954a) nur geringfügig diagenetisch verändert.

Proben der Stufe A

Die meisten der untersuchten Proben stammen aus Schichten des Profils A I. Echinocyamus-Coronen aus Schichten des Zyklus A 1 (vgl. Kap. 2.2.3.1.2) haben einen mittleren $MgCO_3$-Gehalt von 3.7 Mol-% und demnach den Diagenesegrad IV erreicht. Proben des hangenden Zyklus A 2 haben etwas davon abweichende Mittelwerte, gehören aber ebenfalls noch der Diagenesestufe IV an. Corallinaceen aus den Zyklen A 1 und A 2 haben einheitlich den Diagenesegrad IV-V erreicht.
Biogene aus den Oolithschichten am Top der Schichtenfolge des Profils A I weisen deutlich geringere $MgCO_3$ -Gehalte auf als die aus den liegenden Schichten.
Aus den Schichten des Profils A IX, die wahrscheinlich dem Zyklus A 2 zuzuordnen sind, wurden Echinidenplatten untersucht, die mit 5.1 - 7.3 - 11.5 Mol-% $MgCO_3$ einen besseren diagenetischen Erhaltungszustand andeuten, als für die Proben vergleichbarer Schichten des Profils A I ermittelt wurde.

Schlußfolgerungen

1. Bezüglich der Mittelwerte für die $MgCO_3$ -Gehalte der untersuchten Corallinaceen-Exemplare ist ein geringerer $MgCO_3$ -Gehalt für die Proben aus dem Profil C VI der Stufe C (Brack-Marin - Zyklus IV) gegenüber denen des Profils A I der Stufe A (Brack-Marin - Zyklen VI und VII) festzustellen. Weniger deutlich ist dieser Unterschied bei den untersuchten Echinocyamus-Exemplaren und Seeigelplatten ausgeprägt. Einen Sonderfall in diesem Vergleich stellt die hangende Oolithschicht des Profils A I der Stufe A dar,

denn sowohl Seeigelplatten als auch Echinocyamus-Exemplare haben im Vergleich zu den liegenden Schichten des Profils fortgeschrittenere Diagenesestufen erreicht. Als Erklärung für diese Situation könnten besondere Diagenesebedingungen in dieser Oolithschicht (z.B. zeitweise meteorisch - phreatische Bedingungen) und/oder Umlagerung diagenetisch reiferen Materials dienen.

2. Der diagenetische Erhaltungszustand der untersuchten Seeigelplatten des Profils B VI der Stufe B ist ebenfalls deutlich besser als derjenige der Proben des Profils C VI der Stufe C. Der durchschnittliche $MgCO_3$ -Gehalt der Seeigelplatten des Profils B VI ist nur geringfügig höher als diejenigen der Exemplare aus den Schichten des Profils A I der Stufe A (mit Ausnahme der hangenden Oolithschichten). Die Streuung (insbesondere zu höheren Werten) der $MgCO_3$ -Werte von Seeigelplatten aus dem Profil B VI ist dagegen höher als die der Werte aus dem Profil A I. Sie ist etwa vergleichbar mit derjenigen der Proben aus dem Profil A IX der Stufe A, und deutet für beide Vorkommen einen im Vergleich zu Proben des Profils A I geringeren diagenetischen Reifegrad an. Diese Aussage stützt sich allerdings auf die Untersuchung nicht artendifferenzierter Seeigelplatten, und sollte daher nicht überbewertet werden.

3. Auf die Schwierigkeiten, "Diagenesesprünge" in Schichtenfolgen zu identifizieren und sie zur Korrelation zu nutzen, bzw. stratigraphische Beziehungen daraus abzuleiten, wird bereits von RICHTER (1979) und NEUSER et al. (1982) hingewiesen. Im Stufenland von Korinth wurden die o.g. Biogene aus z.T. weit voneinander entfernten Vorkommen gewonnen (beispielsweise beträgt die Entfernung zwischen Profil A I und C VI etwa 3 km). Die Fazies der Sedimente, aus denen die Proben stammen, weichen z.T. erheblich voneinander ab (Profil A I und Profil C VI: Abfolge von mergeligen Biokalkareniten bzw. Areniten, Profil B VI und A IX: Abfolge von Areniten und Konglomeraten, hangende Schicht des Profils A I: schillreicher Oolith). Ein mehrfacher Wechsel des Diagenesemilieus (marin-phreatisch, brackisch-phreatisch, meteorisch-vados), der die einzelnen Schichten und die in ihnen enthaltenen Biogene unterschiedlich stark beeinflußt hat, läßt sich in einem Teil der untersuchten Vorkommen (Profil C VI und A I) anhand der Abfolge von marinen, brackischen und äolisch/terrestrischen Ablagerungen

belegen. Aus diesen Gründen ist eine gleichförmige vadose Diagenese, wie sie für die Vergleichbarkeit aller untersuchten Vorkommen zu fordern wäre, nicht für alle Vorkommen gewährleistet. Aus petrographisch ähnlichen Sedimenten mit vergleichbarer Diagenesegeschichte stammen die Proben des Profils C VI und (mit Ausnahme des hangenden Ooliths) die Proben des Profils A I, daher wird der schlechtere diagenetische Erhaltungszustand der Proben des Profils C VI als Hinweis auf ein höheres stratigraphisches Alter angesehen.

3.3 MINERALOGIE UND CHEMIE DES SÄUREUNLÖSLICHEN ANTEILS DER SEDIMENTE

3.3.1 ZIEL DER BEARBEITUNG UND PROBENAUSWAHL

Aufgabe der Untersuchungen ist es,

- die Mineralogie und Chemie des Nichtkarbonatanteils der Sedimente zu beschreiben und in Beziehung zueinander zu setzen und

- im Hinblick auf Milieu-, Paläogeographie- und Stratigraphie-Unterschiede zu deuten.

Durch die Gegenüberstellung des NW-Kanalprofils und einzelner Geländestufenprofile sollen genetische und diagenetische Beziehungen zwischen den Ablagerungen beider Gebiete untersucht werden. Nach der geländemäßigen Aufteilung des Arbeitsgebiets in das Stufenland zwischen der Nordwesthälfte des Kanals und dem Sadadi-Tal und in das Gebietsdreieck zwischen der Südosthälfte des Kanals, Xilokerisa und Kenchrä wurden die Profile zur Probennahme für die mineralogisch-chemische Bearbeitung ausgewählt. Das Schwergewicht bei der Probennahme lag im Stufenland von Korinth. Das von NEUSER et al. (1982) aufgestellte Marin-Brack-Zyklenprofil wurde im NW-Kanaleinschnitt mit Ausnahme des Zyklus E an den bestzugänglichen Stellen beprobt. Die die Zyklen II - VII (vgl. Kap. 2.2.3.3.1) umfassenden vollständigen Profile der Geländestufen A, C und F (Profile A I, C III und F VI und VIII) wurden ebenfalls beprobt, jedoch wegen des vergleichsweise raschen Fazieswechsels enger als die Zyklen im NW-Kanaleinschnitt. Zusätzlich wurden einige Proben benachbarter Profile untersucht. Im Gebietsdreieck zwischen der Südosthälfte

des Kanals, Xilokerisa und Kenchrä wurde ein zusammengesetztes Profil, das nur Schichten des Zyklus II umfaßt, in den einzelnen Lokalitäten beprobt und untersucht.
Sowohl aus dem NW-Kanaleinschnitt als auch aus dem Stufenland von Korinth wurden einige repräsentative Proben mariner und limnisch - brackischer Ablagerungen des Korinthischen Mergels genommen und zusammen mit einigen repräsentativen Proben der präneogenen Ablagerungen des Akrokorinth sowie einiger präneogener Gerölle aus pleistozänen Schichten zu Vergleichszwecken mineralogisch und chemisch untersucht.

Eine vollständige Liste der untersuchten pleistozänen und neogenen Proben befindet sich im Anhang. Die Entnahmepunkte der Proben des Stufenlandes sind in den entsprechenden Säulenprofilen (Abb. 5, 10, 13, 16 und 19) markiert.

3.3.2 KARBONATGEHALTE

Die Karbonatgehalte der untersuchten Proben schwanken wegen der unterschiedlichen Sedimenttypen innerhalb weiter Grenzen (28 - 97 Gew.-%, Abb. 29). Die Karbonate wurden nicht weiter differenziert und schließen somit Calcit-, Dolomit- und Aragonitminerale ein. Weiterhin umfaßt der Karbonatgehalt detritisches, biogenes und diagenetisch gebildetes Karbonat.

NW-Kanaleinschnitt					Stufenland von Korinth				
Zyklen					Stufe	Zyklus			
D	57	72	90	(3)	A	VI/VII	59	87	97 (12)
C	60	81	96	(4)	C	V	43	75	96 (3)
B	28	65	88	(4)	C	IV	77	80	84 (5)
					C	III	74	75	77 (3)
A	62	71	80	(2)	F	II	54	84	95 (5)
Gebietsdreieck Kira Wrissi, Xilokerisa, Kenchrä						II	32	53	69 (5)
Kor.Merg.	71	84	98	(8)	Korinth. Merg.		30	65	91 (7)

Abb. 29 Mittlere Karbonatgehalte (Gew.-%) der untersuchten Neogen- und Pleistozän-Proben des Stufenlandes von Korinth und des NW-Kanaleinschnitts. Probenzahlen sind in Klammern angegeben.

Innerhalb der Profile ist kein Zusammenhang zwischen der Brack - Marin - Zyklizität und dem Karbonatgehalt der Sedimente zu erkennen (vgl. Tabelle 6.3 a im Anhang).

3.3.3 KORNGRÖSSENVERTEILUNGEN

In Abb. 30 sind einige typische Korngrößenverteilungen des Nichtkarbonatanteils der Sedimente wiedergegeben. Sie sind jedoch zu sehr vom Karbonatgehalt der Proben abhängig, um zu Ablagerungsmilieu- und/oder Zyklen- spezifischen Deutungen herangezogen zu werden. Dennoch sei auf zwei Trends hingewiesen, die im NW-Kanaleinschnitt eine Verknüpfung der Korngröße mit der Sortierung und im Profil A I gröbere Korngrößen der limnisch - brackischen Schichten gegenüber marinen Schichten andeuten.

Die Proben des Korinthischen Mergels weisen zumeist eine relativ schlechte Sortierung auf, die auf die Vermengung in sich gut sortierter Bereiche unterschiedlicher Korngröße (Lamination) zurückzuführen ist.
Hinsichtlich der Korngrößenverteilung des Nichtkarbonatanteils sind die Proben des Korinthischen Mergels aus dem Stufenland etwas feinkörniger (Mediane meist ‹ 2 µm) als die des NW-Kanaleinschnitts (Mediane überwiegend zwischen 2 und 20 µm).

Bei den Pleistozän - Proben des Stufenlandes ist eine Verfeinerung des Nichtkarbonatanteils von Süden (Stufe F, Vorkommen des Zyklus II, Mediane zwischen 20 und 300 µm) nach Norden (Stufe C, Vorkommen der Zyklen III - V, Mediane meist zwischen 20 und 400 µm; Stufe A, Vorkommen der Zyklen VI und VII, Mediane max. 30 µm) zu beobachten. Die Abnahme der Korngröße mag Ausdruck der nach Norden zunehmenden Entfernung von pleistozänen Paläoküsten sein, könnte aber auch als Folge mehrfacher Umlagerung verbunden mit zunehmender Zerkleinerung klastischen Materials gedeutet werden.
Die Mediane der untersuchten Pleistozän - Proben des NW-Kanaleinschnitts weisen dagegen ein deutliches Maximum bei etwa 100 µm auf. Darin spiegeln sich einheitlichere Sedimentationsbedingungen wider als sie im Stufenland vorgelegen haben.

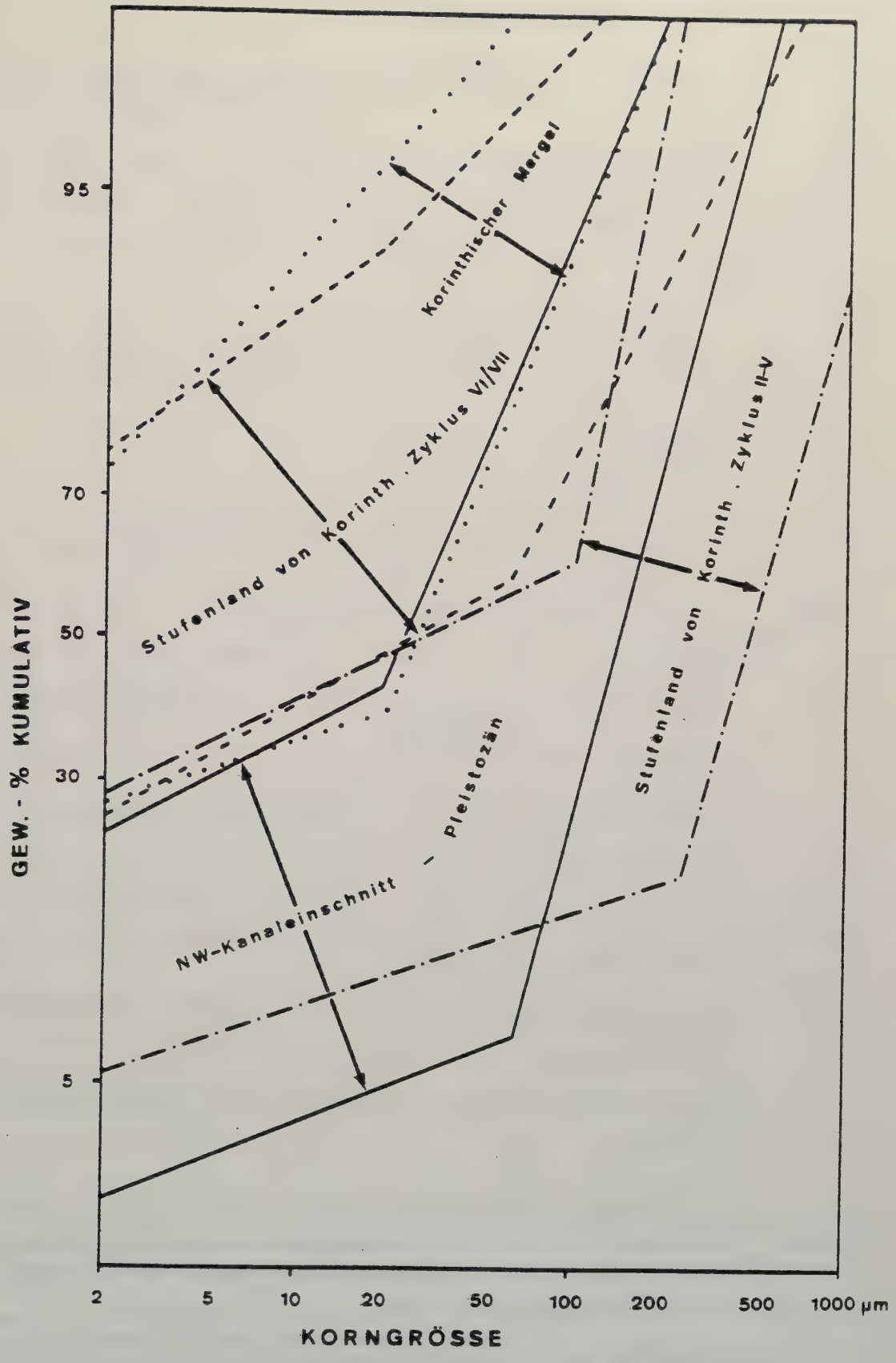


Abb. 30 Schematische Darstellung der Korngrößenverteilungen des Säureunlöslichen Restes pleistozäner und neogener Sedimentproben des Stufenlandes von Korinth und des NW-Kanaleinschnitts.

3.3.4 RÖNTGENANALYSEN

3.3.4.1 SCHICHTSILIKATE - RÖNTGENOGRAPHISCHE CHARAKTERISTIKA

Anhand des Verhaltens der (001)- bzw. (002)- Röntgenreflexe der einzelnen Tonminerale auf Ethylenglykol - Behandlung (EG) und beim Erhitzen auf 375°C erfolgte die Identifizierung nach dem Schema der Abb. 31.

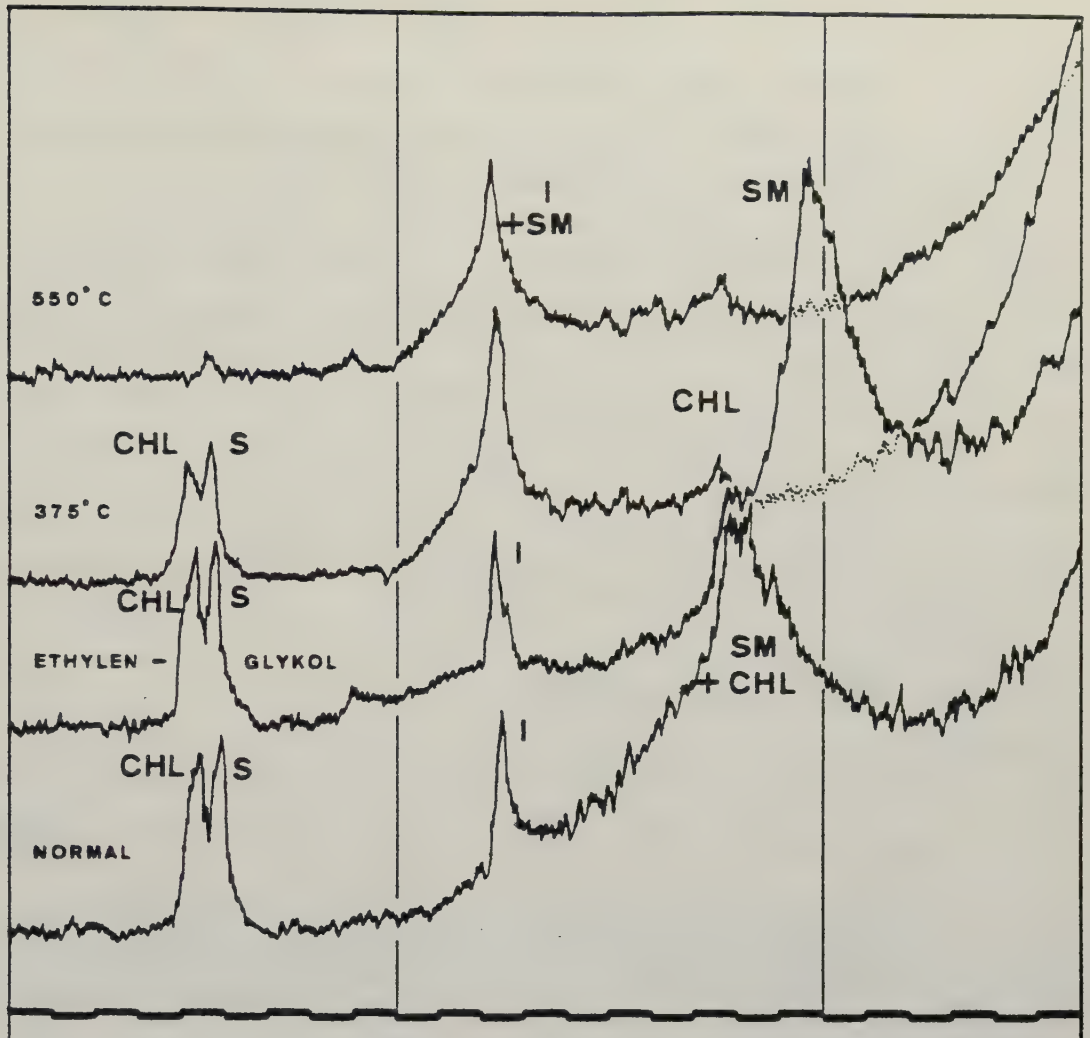
Die Tonmineralnamen werden in Anlehnung an die vom AIPEA Nomenklatur - Komitee vorgeschlagenen Einteilung gebraucht (vgl. BAILEY 1980).

CHLORIT

Chlorit tritt bevorzugt in der gröberen Fraktion (6-20 µm) der untersuchten Nichtkarbonatanteile der pleistozänen Sedimente auf (< 15 %). Chlorit aller untersuchten Korngrößenfraktionen erweist sich bei EG - Behandlung als nichtquellfähig, wird aber bei längerem Erhitzen bei 550°C instabil, was BRINDLEY (1980) aufgrund ähnlicher Beobachtungen von GRIM & JOHNS (1954) bei geringeren Temperaturen (450°C) auf die schlechte Kristallinität der feinkörnigen Ton - Chlorite zurückführt. Da sich Chlorite in allen untersuchten Fraktionen gleich verhalten, läßt dies entweder auf korngrößenunabhängige Kristallinität der Chlorite oder auf Aggregatbildung in der gröberen Fraktion schließen. Wegen der relativ schwachen (001)- und (002)- Röntgenreflexe (BRINDLEY 1980) können die Chlorite der untersuchten Proben als eisenreich bezeichnet werden.
Für Chloritneubildung in den untersuchten Sedimenten gibt es keine Anzeichen (gehäuftes Auftreten in einer der Korngrößenfraktionen), sodaß die Chlorite des Arbeitsgebiets als Umlagerungsprodukte aus älteren Ablagerungen gedeutet werden können.

SMECTIT

Ein Mineral, dessen Basisabstände sich bei EG - Behandlung auf 17-18 Å aufweiten und beim nachfolgenden Erhitzen auf 375°C auf 10 Å kontrahieren, wird bekanntlich als Smectit bezeichnet. Smectit tritt in den untersuchten Proben gewöhnlich bevorzugt in den feineren



		Chlorit CHL	Smectit SM	Mixed Layer	Illit I	Serpentin S
		Angaben in Å				
NORMAL	(001) bzw. (002) Peak	14.1	13.8	10.5	10.0	7.3
behandelt mit ETHYLEN-GLYKOL		14.1	17.8	10.6	10.0	7.3
erhitzt auf 375°C		14.1	10.0	10.0	10.0	7.3
erhitzt auf 500°C		–	10.0	10.0	10.0	–
NORMAL	(060)	1.538	1.506	–	1.506	1.538

Abb. 31 Schema zur Tonmineralidentifizierung.
Oben: Röntgendiffraktometeraufnahmen eines Texturpräparates im lufttrockenen (NORMAL), Ethylen-Glykol-gesättigten (ETHYLEN-GLYKOL) und erhitzten (375 ° C, 550 ° C) Zustand.
Unten: Lagen der (001)- (Chlorit, Smectit, Illit, Serpentin) bzw. (002)- Peaks (Mixed Layer) in Å. Zusätzlich sind die Lagen der (060)- Peaks der einzelnen Minerale (ermittelt an lufttrockenen, Textur-freien Präparaten) in Å angegeben.

Fraktionen (< 2 µm bzw. < 0.6 µm) auf, ist aber auch in gröberen Fraktionen (2-6 und 6-20 µm, aufrund von Aggregatbildung ?) zu finden. Die Smectite zeichnen sich durch schlechte Kristallinität und schwache (002)- Röntgenreflexe aus. Einige chlorit- und serpentinfreie, smectitreiche Proben wurden exemplarisch auf die Lage der (060)- Reflexe untersucht. Es zeigte sich nur ein schwacher Reflex bei 1.506 Å, der sowohl den Smectit als auch geringe Illit-Verunreinigungen als dioktaedrische Schichtsilikate ausweist. Da Vergleichsproben aus neogenen und präneogenen Ablagerungen des Arbeitsgebiets ebenfalls beträchtliche Mengen Smectit enthalten, ist ein Großteil der Smectite der pleistozänen Schichten sicherlich detritischen Ursprungs.
Der hohe MgO-Gehalt in Smectit-reichen < 2 µm - Proben des NW-Kanaleinschnitts (vgl. Kap. 3.3.5.1) deutet auf trioktaedrische Smectite hin, die aber durch entsprechende (060)-Reflexe wegen störender Serpentinbeimengungen nicht nachgewiesen werden konnten.

MIXED - LAYER - MINERALE

Ein Mixed-Layer-Mineral konnte besonders häufig in Bodensedimenten beobachtet werden. Aufgrund seiner geringen Quellfähigkeit bei EG - Behandlung und seiner Kontraktion beim Erhitzen auf 10 Å wurde das Mixed-Layer-Mineral als Illit-Smectit mit großem Illitanteil gedeutet. Röntgendiagramme des Mixed-Layer-Minerals ähneln dem von REYNOLDS & HOWER (1970, Fig. 2) beschriebenen "IMII superlattice"-Typ.
Wegen der Anwesenheit von Illit und Smectit in den Mixed-Layer-führenden Proben konnte das Mixed-Layer-Mineral nicht eingehender untersucht werden und wurde deshalb bei der halbquantitativen Tonminerale zum Smectit gerechnet. Das Mixed-Layer-Mineral kommt in allen untersuchten Fraktionen relativ zu den anderen Tonmineralen in gleichen Mengenverhältnissen vor. Das Auftreten des Mixed-Layer-Minerals in den gröberen Fraktionen (2-6 und 6-20 µm) kann entweder durch Aggregatbildung oder durch teilweise "Smectitisierung" grober Illitteilchen erklärt werden (dafür spricht auch der hohe Illitanteil an der Wechsellagerung).

Da das Mixed-Layer-Mineral überwiegend in Bodensedimenten, nicht aber in neogenen und präneogenen Vergleichsproben zu beobachten ist, kann von der Neubildung dieses Minerals in den Bodensedimenten ausgegangen

werden.

ILLIT

Illit wird im folgenden ein nichtquellfähiges Mineral genannt, das auch bei 550°C seine (001)- Röntgenpeaklage nicht wesentlich verändert. Eine Abgrenzung Illit - Muskovit wird nicht vorgenommen, obwohl die Illite der gröberen Fraktionen (2-6 und 6-20 µm) wegen schlanker und symmetrischer Röntgenreflexe eher Muskovit-ähnlich sind, während die Illite der feinen Fraktionen (< 2 µm bzw. < 0.6 µm) durch breite, zu höheren Å-Werten asymmetrische Reflexe bereits einen quellfähigen Schichtanteil anzeigen (vgl. GRIM 1968).
Da Illit in fast allen Vergleichsproben aus neogenen und präneogenen Schichten des Arbeitsgebiets gefunden wurde, und da er sowohl in feineren Fraktionen als auch in gröberen auftritt (mit einem Minimum in der Fraktion < 0.6 µm, vgl. Abb. 32), ist Illit als überwiegend detritisches Mineral zu bezeichnen. Wegen der zu erwartenden Mischung detritischer Illite aus verschiedenen Quellen ist eine Unterscheidung verschiedener Illit-Polytypen (SMITH & YODER 1956) nicht sinnvoll.

SERPENTIN

In den untersuchten Proben lassen sich die Röntgenreflexe der Serpentinminerale von benachbarten Chlorit-Reflexen gut unterscheiden (vgl. Abb. 31). Gewöhnlich sind Gemische der Varietäten Lizardit und Antigorit in den Proben vorhanden (vgl. auch RICHTER et al. 1982). Als verwitterungsempfindliches detritisches Mineral (aus Ophiolithkomplexen bzw. aus deren Umlagerungsprodukten) ist Serpentin in der groben Fraktion (6-20 µm, vgl. Abb. 32) bevorzugt zu beobachten.

3.3.4.2 QUARZ, FELDSPAT, HORNBLENDE

QUARZ

Quarz ist in der groben Fraktion der untersuchten Proben angereichert (vgl. Abb. 32). Sein Ursprung ist vorwiegend in Chert- (bzw. Radiolarit-) gesteinen, Metamorphiten sowie in präneogenen und neogenen Sandsteinen der Randgebirge des Arbeitsgebiets und der

Basisschichten der pleistozänen Ablagerungen zu suchen. Zuweilen ist Opal (erhöhter Untergrund in Röntgendiagrammen) mikroskopisch in Form kieseliger Biogene (z.B. Diatomeen) zu identifizieren.

FELDSPÄTE

Plagioklas (Anorthitgehalt, mikroskopisch: 10-30 %) und Kalifeldspat (mikroskopisch: überwiegend Mikroklin) sind in geringen Mengen (meist < 5 %) in den groben Fraktionen (2-6 und 6-20 µm) röntgenographisch nachzuweisen. Die feinen Fraktionen (< 2 µm bzw. < 0.6 µm) sind meist feldspatfrei. Die genaue chemische Zusammensetzung der Feldspäte wie auch ihre Herkunft ist nicht eindeutig zu bestimmen, da fast alle potentiellen Liefergesteine des Arbeitsgebiets und der unmittelbaren Umgebung Feldspäte enthalten.

HORNBLENDE

In wenigen untersuchten Proben konnte Hornblende in der groben Fraktion röntgenographisch nachgewiesen werden. RICHTER et al. (1982) konnte für den Nordteil des Isthmus von Korinth die Herkunft der Amphibole aus der Abtragung benachbarter Ophiolith-Komplexe nachweisen. Ophiolithmaterial (wohl überwiegend umgelagertes) muß auch für den S-Teil des Isthmus von Korinth als Quelle für Amphibole angesehen werden.

3.3.4.3 VERTEILUNG DER SCHICHTSILIKATE UND DES QUARZES

Exemplarisch mögen drei ausgewählte Pleistozän - Proben der Geländestufe C die Häufigkeitsverteilung der Schichtsilikate und des Quarzes in den verschiedenen Korngrößenfraktionen zeigen. Aus der Abb. 32 wird deutlich, daß Quarz von der feinsten zur gröbsten Fraktion auf Kosten von Smectit zunimmt, während Illit und Chlorit/Serpentin relativ konstant bleiben. Außerdem ist ersichtlich, daß die Fraktion < 2 µm mineralogisch nicht homogen ist, sondern durch Subfraktionierung weiter differenziert werden kann. Eine Subfraktionierung aller untersuchten Proben konnte jedoch wegen des erheblichen Zeit- und Arbeitsaufwandes im Rahmen dieser Untersuchungen nicht durchgeführt werden.

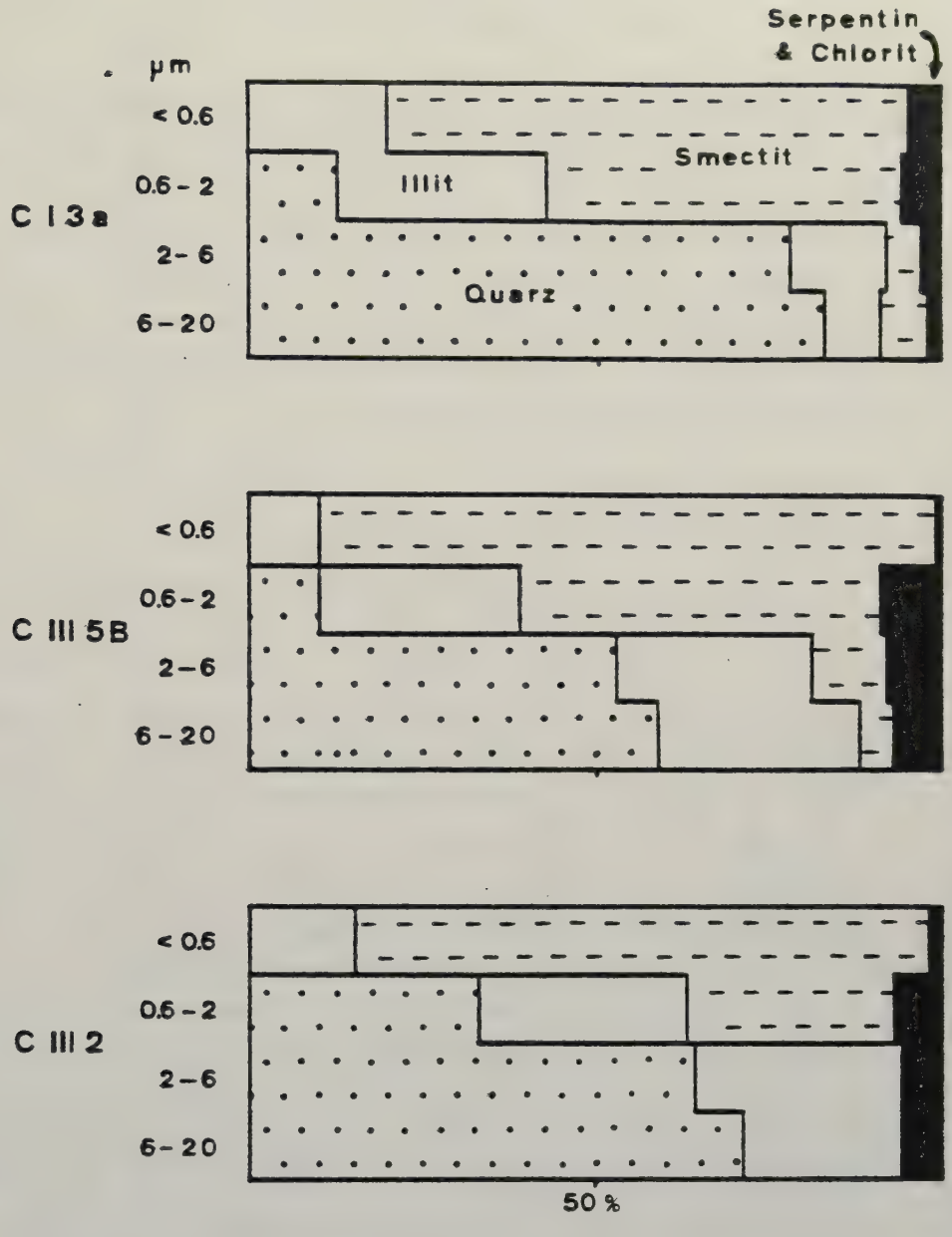


Abb. 32 Tonmineralverteilungen in einzelnen Korngrößenfraktionen (Säureunlöslicher Rest) ausgewählter Pleistozänproben der Profile C I und C III der Stufe C.

3.3.5 CHEMISCHE ANALYSEN

3.3.5.1 ALKALI- UND ERDALKALIEN

Naßchemische Analysen der Alkali- und Erdalkaligehalte der Proben sollen zur genaueren Charakterisierung der Schichtsilikate beitragen und gleichzeitig eine Überprüfung der halbquantitativen, röntgenographischen Tonmineralanalysen gestatten. Röntgenamorphe Allophane sind häufig in der feinen Fraktion von Böden gefunden worden (vgl. WADA 1978), daher ist dort mit Verschiebungen der Verhältnisse der röntgenographisch ermittelten Tonmineralgehalte zu den Alkali- und Erdalkaligehalten zu rechnen.

KALIUM - GEHALTE

Die Abb. 33 läßt eine lineare Beziehung zwischen den auf die röntgenographisch ermittelten Illit- und Smectitgehalte bezogenen K_2O -Werte und dem Illit / Smectit - Verhältnis erkennen. Eine auf der Grundlage von < 2 µm- und < 0.6 µm- Proben errechnete Regressionsgerade zeigt mit ihren Endpunkten (Smectit = 100 % und Illit = 100 %) an, daß die Smectite dieser Fraktionen etwa 1.5 % K_2O und die Illite etwa 4.5 % K_2O enthalten (unter der Annahme, daß die Smectit- und Illitgehalte der Proben korrekt bestimmt wurden). WEAVER & POLLARD (1973, Tabelle 1) stellten Literaturdaten zum K_2O -Gehalt eines Standard-Illits (Fithian Illit) zusammen und errechneten einen durchschnittlichen K_2O-Gehalt von 5.6 %. SCHWERTMANN (1962) hob die hohen K_2O -Gehalte der Boden - Smectite (1.5 - 3 %) gegenüber einigen Standard - Smectiten hervor und führte die hohen K_2O -Gehalte der Boden - Smectite auf die Genese aus Illiten zurück, was auch z.T. auf die Smectite der hier untersuchten Sedimente zutreffen könnte. Der überwiegende Teil der untersuchten 6-20 µm- Proben weicht von der Regressionsgerade zur kaliumärmeren Seite hin ab (vgl. Abb. 33). Da Illite der gröberen Fraktionen eher kaliumreicher sein sollten (= Muskovit-ähnlicher), kann dies sinnvoll nur so gedeutet werden, daß die Illitgehalte der groben Fraktionen gegenüber denen der feinen Fraktionen überbewertet und die korngrößenunabhängigen Kalium-Analysenwerte deshalb mit zu geringen Faktoren multipliziert wurden. Störende Einflüsse von Seiten geringer Kalifeldspatbeimengungen machen sich nicht

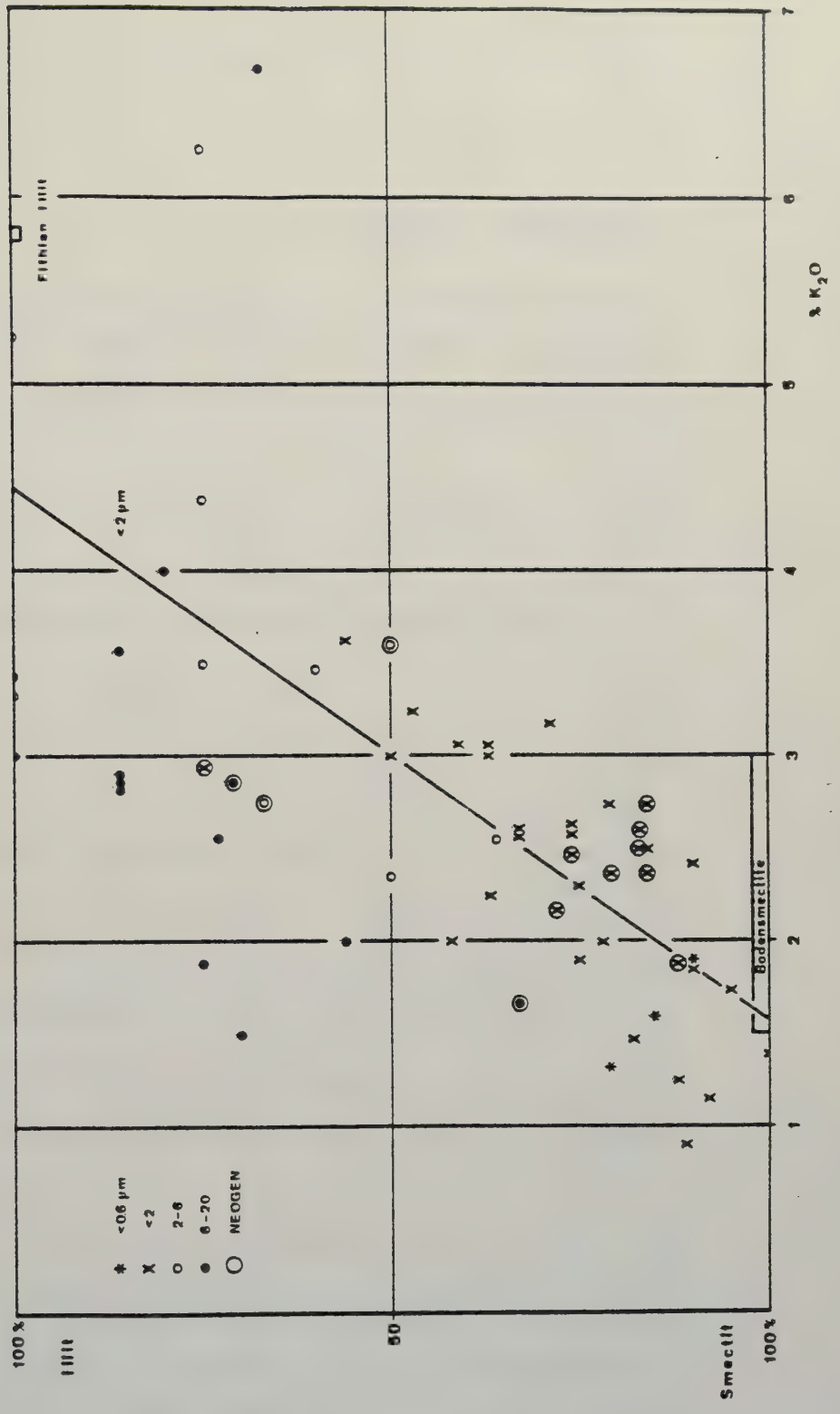


Abb. 33 Abhängigkeit zwischen dem auf Illit+Smectit bezogenen K_2O-Gehalt und dem relativen Illit- bzw. Smectit- Anteil verschiedener Korngrößenfraktionen der untersuchten Pleistozän- und Neogen-Proben (zusätzlich durch ○ gekennzeichnet) des Stufenlandes von Korinth und des NW-Kanaleinschnitts. Die Korrelationsgerade bezieht sich auf alle Proben < 0.6 µm und < 2 µ. Zum Vergleich ist der K_2O-Gehalt des Fithian Illit (WEAVER & POLLARD 1973) und von Bodensmectiten (SCHWERTMANN 1962) angegeben.

bemerkbar.
Bezüglich ihres K_2O -Gehalts unterscheiden sich marine Proben von nichtmarinen Proben nicht; dies trifft für alle untersuchten Korngrößenfraktionen zu.

MAGNESIUM - GEHALTE

Magnesiumgehalte analysierter Proben wurden auf Serpentin + Chlorit + Smectit - Gehalte der Proben bezogen. Abb. 34 spiegelt eine weitgehend lineare Beziehung zwischen den so korrigierten Mg-Werten und den Serpentin + Chlorit- und Smectit- Mengenanteilen wider.

Auf der Grundlage der Ergebnisse der untersuchten < 2 µm - Proben wurde eine Regressionsgerade bestimmt, deren Endpunkte (Serpentin + Chlorit = 100 % bzw. Smectit = 100 %) - unter der Annahme, daß die Mineralgehalte röntgenographisch korrekt bestimmt wurden - aussagen, daß Serpentine und Chlorite der Fraktion < 2 µm im Durchschnitt etwa 20 % MgO und Smectite etwa 2 % MgO enthalten. Nach WEAVER & POLLARD (1973, S. 74) sind Al-reiche und Mg-arme Smectite häufig in Böden zu finden, während Mg-reiche Smectite als Verwitterungsprodukte vulkanischen Materials angesehen werden. Einige Al- (16.98 - 20.2 %) und K-reiche (0.84 - 1.34 %) Montmorillonite aus der Literatur (zit. in: WEAVER & POLLARD 1973, Tabelle 27) enthalten durchschnittlich 2.7 % MgO (0.01 - 3.78 %), was dem für die Smectite der untersuchten Proben ermittelten Wert sehr nahe kommt.
Chemische Analysen verschiedener Serpentinminerale (zit. in: DEER, HOWIE & ZUSSMAN 1966, Tabelle 22) zeigen durchschnittlich 41.4 % MgO. Somit sind die auf der Grundlage von < 2 µm - Proben extrapolierten MgO-Gehalte reiner Chlorite und Serpentine des Untersuchungsgebietes vergleichsweise gering.

Das relativ starke Abweichen dreier < 2 µm - Proben (1) aus dem NW-Kanaleinschnitt von der Regressionsgeraden kann entweder auf die Anwesenheit stark Mg-haltiger röntgenamorpher Phasen und auf ein zugunsten von Serpentin verschobenes Serpentin/Chlorit - Verhältnis und/oder auf stark Mg-haltige Smectite zurückgeführt werden.

6-20 µm - Proben weichen stark zur Mg-armen Seite hin von der Regressionsgeraden ab. Für die Abweichung können ein geringes Serpentin/Chlorit - Verhältnis und/oder eine quantitative

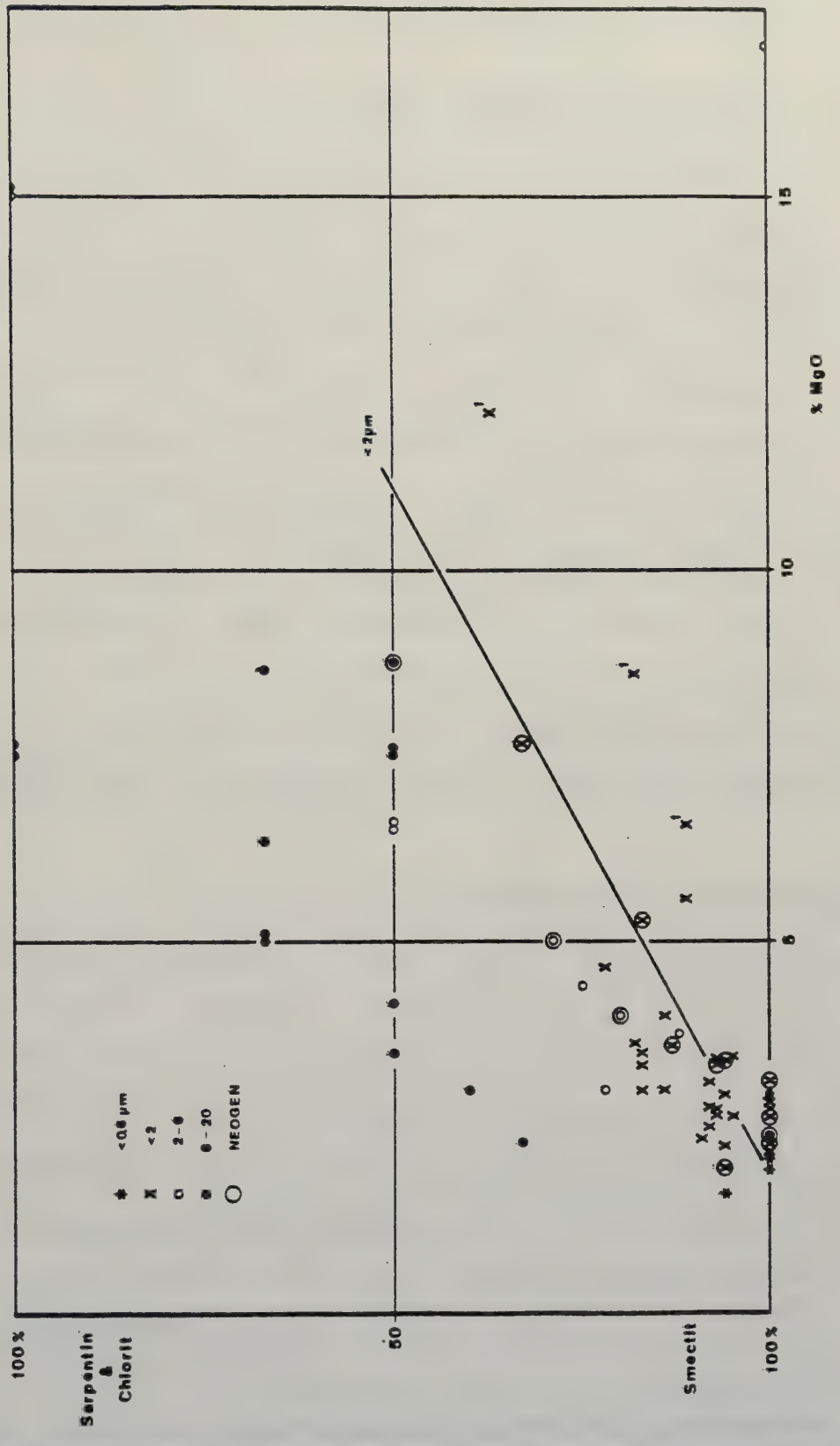


Abb. 34 Abhängigkeit zwischen dem auf Chlorit+Serpentin+Smectit bezogenen MgO-Gehalt und dem relativen Chlorit+Serpentin- bzw. Smectit- Anteil verschiedener Korngrößenfraktionen der untersuchten Pleistozän- und Neogen-Proben (zusätzlich durch ○ gekennzeichnet) des Stufenlandes von Korinth und des NW-Kanaleinschnitts. Die Korrelationsgerade bezieht sich auf alle Proben < 0.6 µm und < 2 µ. Zu den mit 1) gekennzeichneten Proben siehe Erläuterungen im Text.

Überbewertung des Serpentin + Chlorit - Gehaltes dieser Proben verantwortlich gemacht werden.

NATRIUM- UND CALCIUM- GEHALTE

Auf Smectit + Illit - Gehalte von untersuchten < 2 µm - Proben bezogene Na_2O- und CaO- Gehalte zeigten sich als nicht abhängig vom Illit/Smectit - Verhältnis. Na-Gehalte schwanken zwischen < 0.1 und 1.5 %, erreichen aber in drei smectitreichen < 0.6 µm - Proben Werte zwischen 4 und 10 %.
CaO - Werte übersteigen nur in wenigen Proben die 0.5 % - Marke. Nach FÜCHTBAUER (1970) ist Calcium das in fluviatilem Milieu dominierende austauschfähige Kation in Montmorilloniten, während in marinem Milieu Magnesium vorherrscht (vgl. CARROLL & STARKEY 1960). HANSHAW (1964) dagegen fand, daß kompaktierte Montmorillonite Kationen in der folgenden Reihenfolge bevorzugen: $K^+ > Na^+ > H^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+}$. Hohe Na-Gehalte in sehr feinen Smectiten können hypothetisch so gedeutet werden, daß bei der Degradation der Illite Kalium gleich gegen Natrium ausgetauscht wurde, das nun - bedingt durch eine relativ hohe Schichtladung der Smectite - so fest gebunden war, daß es selbst während der Säurebehandlung weder gegen Calcium noch gegen Magnesium ausgetauscht werden konnte.

3.3.5.2 SPURENELEMENTE

VORBEMERKUNGEN

Die Spurenelemente Zr, Sr, Rb, Zn, Mn, Cr und Li des nichtkarbonatischen Anteils der Sedimente wurden untersucht, um weitere Aussagen über die Genese und Diagenese der Sedimente treffen zu können. Wie auch bei der tonmineralogischen Untersuchung wurden korngrößenfraktionierte Proben analysiert.
Wichtig für genetische/diagenetische Deutungen ist die Unterscheidung zwischen "detritischen" und "nichtdetritischen" Spurenelementgehalten. Detritische Spurenelementgehalte gelangen mit detritischen Mineralen in die Sedimente, während nichtdetritische Spurenelementgehalte - an detritischen und neugebildeten Mineralen gebunden, in sie eingebaut oder als eigene Mineralphasen - die Zusammensetzung der Lösungen während

der Ablagerung der Sedimente und/oder während der Diagenese widerspiegeln. "Detritisch" und "nichtdetritisch" wird hier nicht im Sinne von HIRST & NICHOLLS (1958) gebraucht, denn durch die unumgängliche Säurebehandlung der Proben wären nach dieser Definition allein noch detritische Spurenelementgehalte vorhanden.
Aussagen über die detritische bzw. nichtdetritische Herkunft der Spurenelementgehalte lassen sich in dieser Arbeit nur aufgrund der Verknüpfung der Spurenelementgehalte mit den Trägermineralen und deren Herkunft machen.

SPURENELEMENTE - KORNGRÖSSENFRAKTIONEN

In drei ausgewählten pleistozänen Proben der Geländestufe C wurden die Spurenelement-Gehalte verschiedener Fraktionen analysiert. Abb. 35 läßt auf den ersten Blick erkennen, daß drei Gruppen von Spurenelementen zu unterscheiden sind:

- Zr, Sr : Sehr geringe Gehalte in der feinsten Fraktion (Sr weist in zwei Proben zusätzlich ein Nebenmaximum in der 0.6-2 µm - Fraktion auf), hohe Gehalte in groben Fraktionen, d.h. überwiegend nicht an Tonminerale gebunden;

- Rb, Zn, Li : Maximum in der 0.6-2 µm - Fraktion, hohe Gehalte in der < 0.6 µm - Fraktion, kontinuierlich Abnahme zu gröberen Fraktionen (in einer Probe ist beim Rubidium ein Nebenmaximum in der 6-20 µm - Fraktion zu beobachten), d.h. gebunden an Tonminerale, die in der 0.6-2 µm - Fraktion ein Maximum erreichen;

- Mn, Cr, Fe : Maxima in der feinsten und z.T. in der gröbsten Fraktion; dieses uneinheitliche Verhalten könnte darauf schließen lassen, daß die genannten Elemente teils an Tonminerale und teils an Nichttonminerale gebunden sind.

SPURENELEMENTE - MINERALE

Nachdem im vorausgegangenen Kapitel festgelegt wurde, in welchen Fraktionen Spurenelemente bevorzugt auftreten, soll nun ermittelt werden, an welche Minerale sie gebunden sind und in welchen Mengen sie

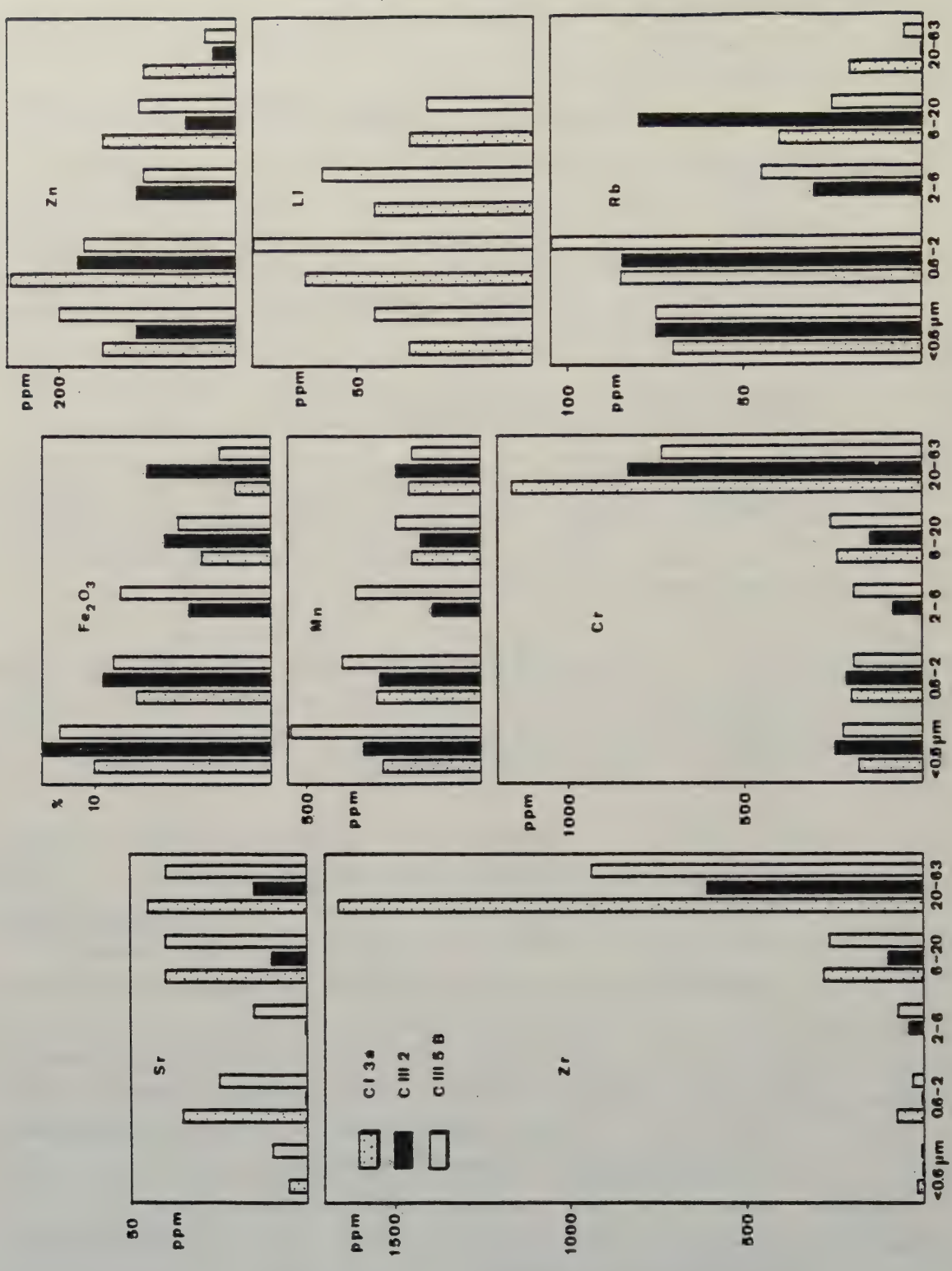


Abb. 35 Spurenelementverteilung in einzelnen Korngrößenfraktionen (säureunlöslicher Rest) ausgewählter Pleistozän-Proben der Profile C I und C III der Stufe C.

in den untersuchten Proben beobachtet wurden.

ZIRKONIUM

Wie in den drei exemplarisch untersuchten Proben (vgl. Abb. 35) gezeigt wurde, erreichen Zirkoniumgehalte in den gröberen Fraktionen (20-63 µm - Fraktionen: bis zu 1660 ppm; < 2 µm - Fraktionen: max. 90 ppm) ein deutliches Maximum. Da serpentinreiche Vergleichsproben < 5 ppm Zirkonium enthalten, eine Quarzitprobe dagegen sowohl beträchtliche Zirkoniumgehalte (410 ppm) als auch das Schwermineral Zirkon (nach mikroskopischen Beobachtungen) aufweist, werden die Zirkoniumgehalte der neogenen und pleistozänen Proben überwiegend auf Schwermineralanteile zurückgeführt.

STRONTIUM

Aufgrund gleicher Ladung und ähnlichen Ionenradius ist Strontium in der Lage, Calcium zu substituieren. Strontium ist oft in Calcium - Feldspäten (obwohl keine deutliche Korrelation zwischen Ca^{2+}- und dem Sr^{2+}- Gehalt der Plagioklase zu beobachten ist, vgl. WEDEPOHL 1969-1978, Tab. 38-D2) und in Calcium - Sulfaten und -Karbonaten zu finden (Strontium bevorzugt wegen des etwas größeren Ionenradius die 9er-Koordination und ist deshalb häufiger in Aragonit als in Calcit zu finden; vgl. u.a. MILLIMAN 1974, Tab. 1 und 2). In den untersuchten karbonatfreien Proben konnte Strontium, dessen Gehalte in der < 2 µm - Fraktion zwischen < 5 und 180 ppm und in der 6-20 µm - Fraktion zwischen < 5 und 110 ppm variieren, keinem einzelnen Mineral zugeordnet werden. Es wird wegen der Abhängigkeit zwischen dem K_2O-Gehalt und dem Strontiumgehalt eine lineare Beziehung zwischen Sr-Konzentrationen und dem Illit/Smectit - Verhältnis sichtbar. Probe A I 2 enthält über 6000 ppm Sr in der < 2 µm - Fraktion und über 2000 ppm Sr in der 6-20 µm - Fraktion; da gleichzeitig hohe Zr-Konzentrationen zu verzeichnen sind, kann von einem oxidischen oder silikatischen Sr - Zr - Mineral ausgegangen werden, das zusammen mit Ca-Feldspäten und anderen Silikaten verantwortlich für die Strontium - Gehalte gemacht werden kann.

RUBIDIUM

Rubidium kann aufgrund ähnlichen Ionenradius Kalium substituieren.

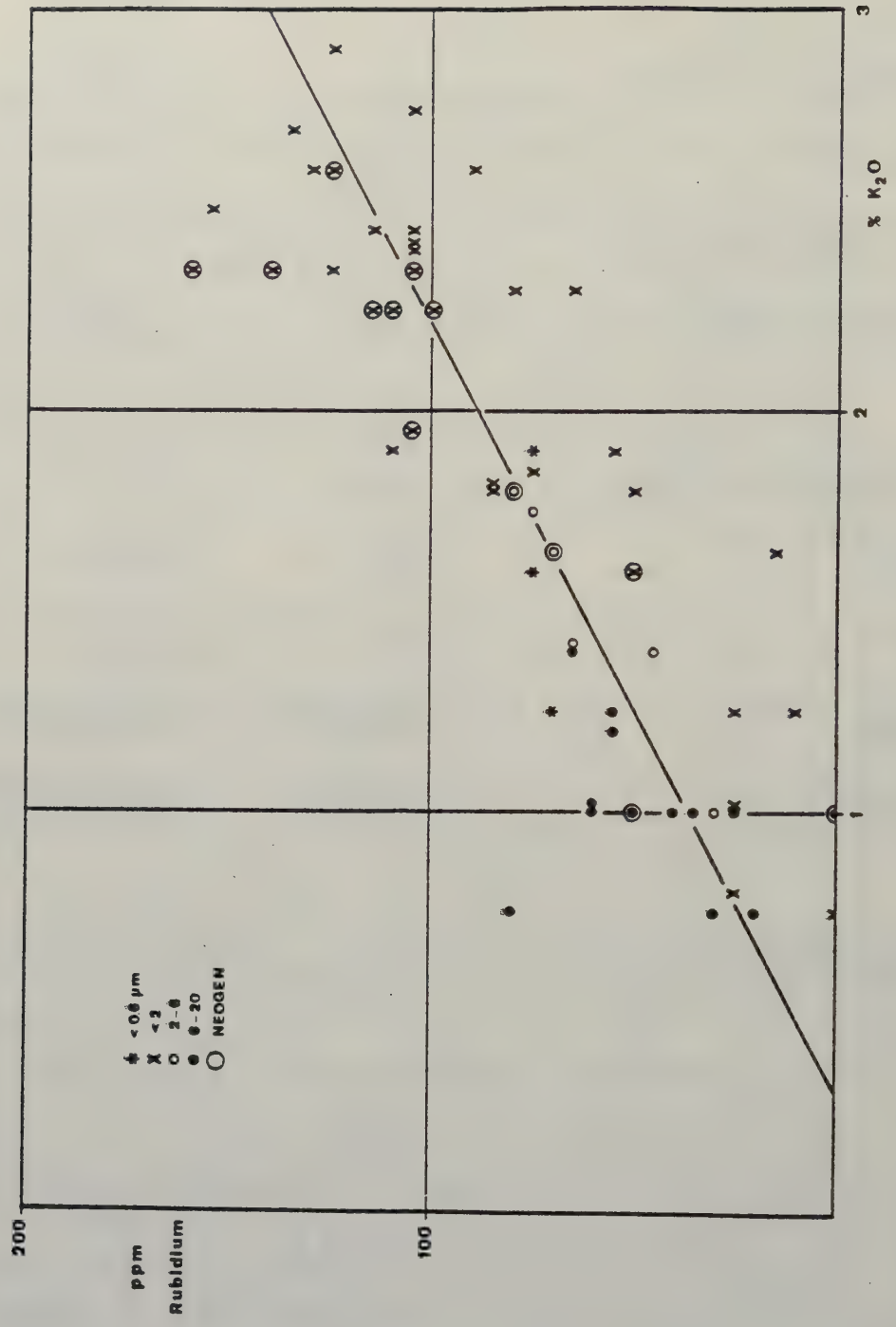


Abb. 36 Abhängigkeit zwischen dem Rubidium- und dem K_2O-Gehalt verschiedener Korngrößenfraktionen der untersuchten Pleistozän- und Neogen-Proben (zusätzlich durch ⊗ gekennzeichnet) des Stufenlandes von Korinth und des NW-Kanaleinschnitts. Die Korrelationsgerade bezieht sich auf alle Proben.

Abbildung 36 zeigt die teilweise Substitution des Kalium durch Rubidium mittels einer linearen Beziehung zwischen Kalium- und Rubidiumgehalten der Proben sehr deutlich an. Die untersuchten Proben aller Fraktionen weisen ein durchschnittliches K_2O/Rb - Verhältnis von 200-250 auf. Da Feldspäte in den meisten Proben fehlen oder nur untergeordnet auftreten, müssen als Trägerminerale für K^+ und Rb^+ Illite und Smectite angesehen werden. REYNOLDS (1963) ermittelte für 2M-Illit - reiche < 2 µm - Proben ein K_2O/Rb - Verhältnis von 346 und für 1Md-Illit - reiche Proben ein K_2O/Rb - Verhältnis von 252. Obwohl sich nach röntgenographischen Untersuchungen sowohl die Illite der groben Fraktionen von denen der feineren Fraktionen unterscheiden (vgl. Kap. 3.3.4.1) als auch die Illit/Smectit - Verhältnisse sich ändern, sind in den untersuchten Proben keine Trends beobachtet worden, die auf ein unterschiedliches K_2O/Rb - Verhältnis verschiedener Illite oder Smectite schließen lassen.

ZINK

Zink ist mit < 5 - 305 ppm in der < 2 µm - Fraktion und 35-275 ppm in der 6-20 µm - Fraktion der untersuchten neogenen und pleistozänen Proben vertreten. Die Zn-Gehalte sind mit keinem der Nebenelementgehalte zu korrelieren, es ist jedoch eine undeutliche positive Abhängigkeit vom Illit/Smectit - Verhältnis zu beobachten. Relativ hohe Zn-Gehalte in Verbindung mit niedrigen Tonmineralgehalten in der groben Fraktion der untersuchten Proben lassen auf weitere "Zink - Trägerminerale" schließen.

LITHIUM

Die Lithiumgehalte der untersuchten Proben variieren in Abhängigkeit vom K_2O - Gehalt der Proben (= Illit + Smectit) zwischen 15 und 95 ppm. Bei gleichem Kaliumgehalt sind 2-6 µm- und 6-20 µm - Proben lithiumreicher als < 2 µm - Proben (vgl. Abb. 37). Eine für die 2-6 µm- und 6-20 µm - Proben errechnete Regressionsgerade drückt die gute positive Korrelation zwischen K_2O- und Li-Gehalten aus. Eine für die < 2 µm-Proben errechnet Regressionsgerade weicht von der ersteren wegen der allgemein geringeren Li-Werte ab (für beide Geraden wurden die Proben des Profils A I nicht berücksichtigt, da sie aus nicht bekannten Gründen

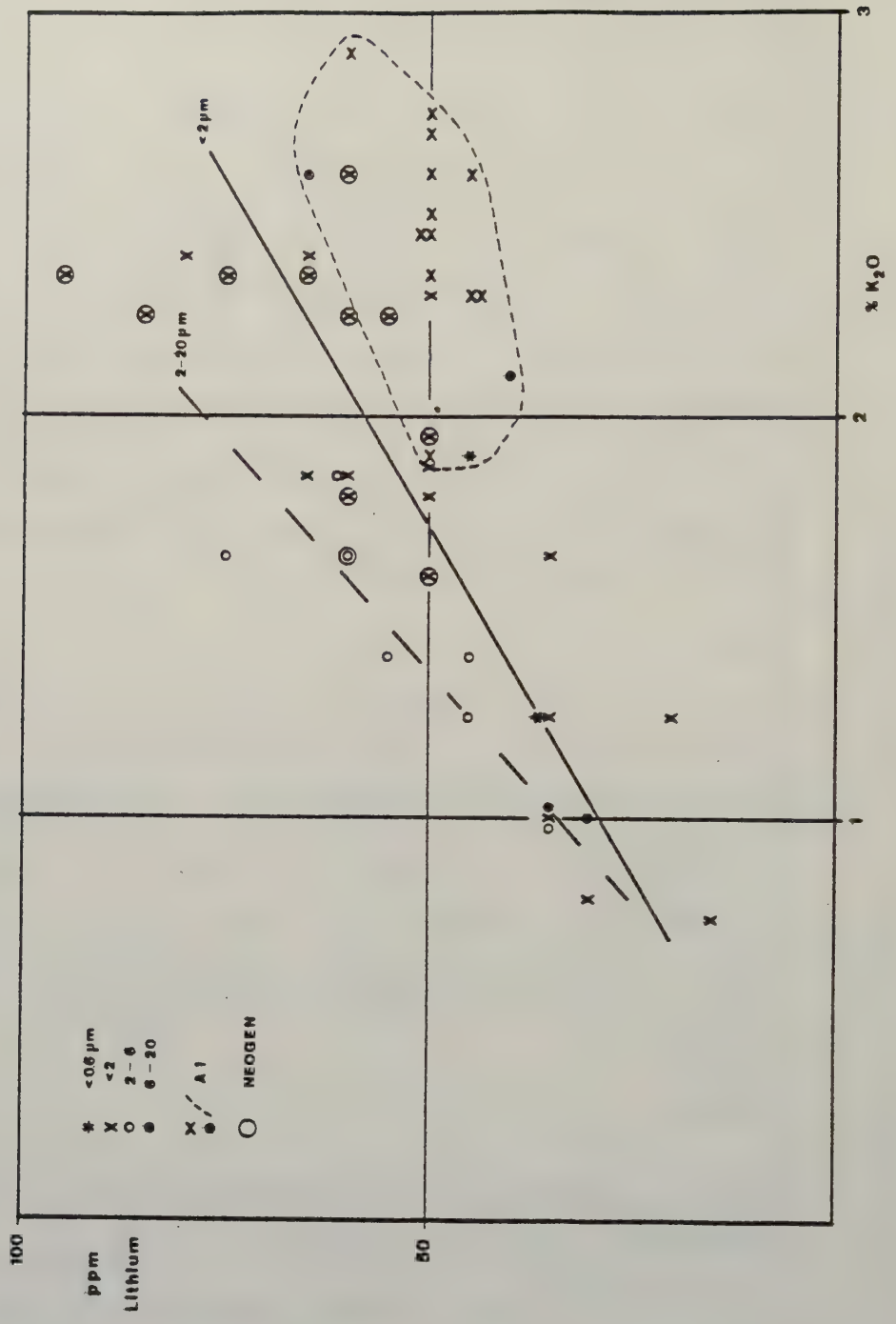


Abb. 37 Abhängigkeit zwischen dem Lithium- und dem K_2O-Gehalt verschiedener Korngrößenfraktionen der untersuchten Pleistozän- und Neogen-Proben (zusätzlich durch ○ gekennzeichnet) des Stufenlandes von Korinth und des NW-Kanaleinschnitts; Proben des Profils A I sind gestrichelt eingerahmt. Die durchgezogene Korrelationsgerade bezieht sich auf die Proben < 0.6 µm und < 2 µm, die gestrichelte auf Proben 2-6 µm und 6-20 µm; in beiden Fällen wurden die Proben des Profils A I nicht berücksichtigt.

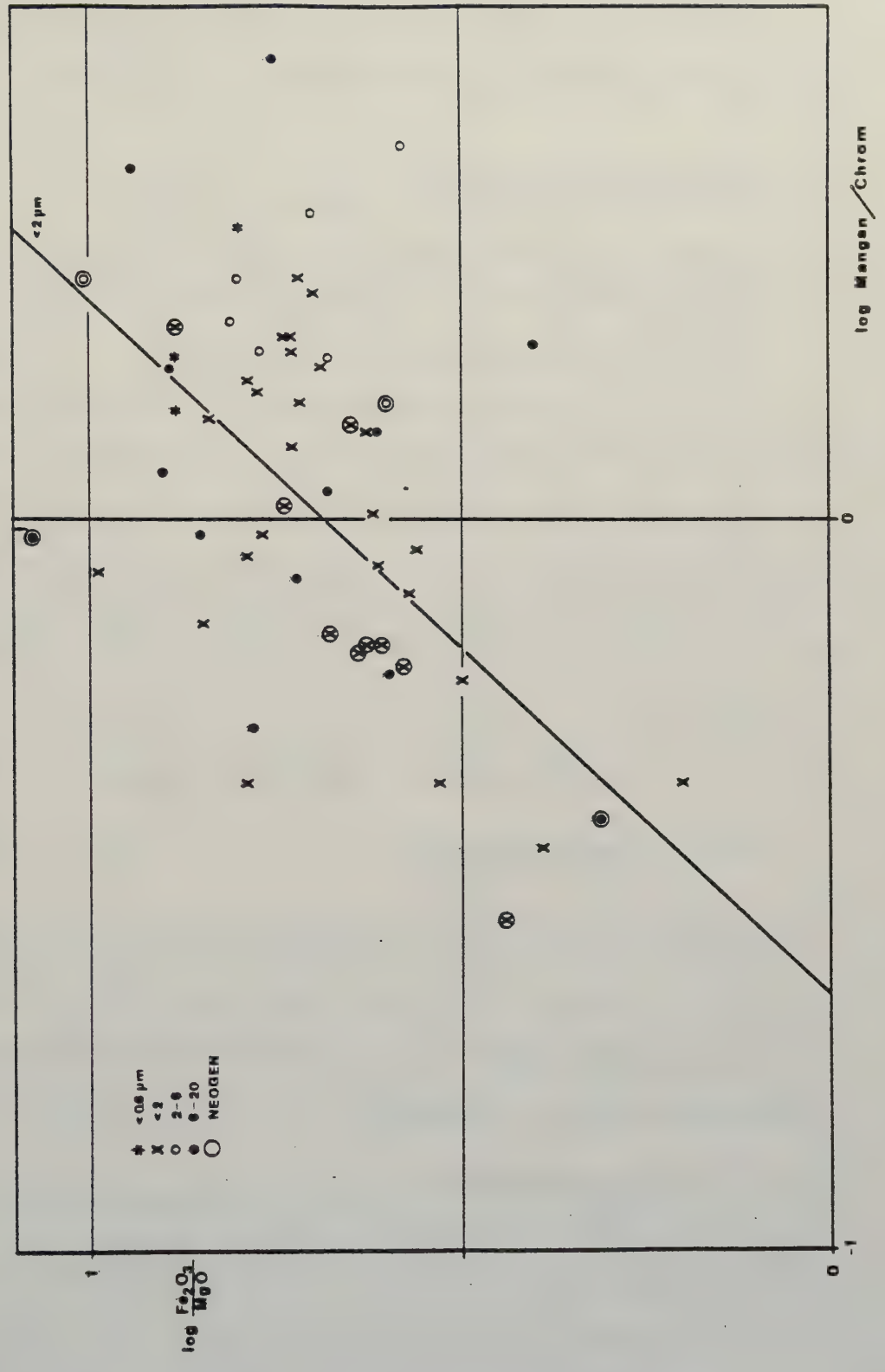


Abb. 38 Abhängigkeit zwischen dem Fe_2O_3/MgO- und dem Mn/Cr-Verhältnis der untersuchten Pleistozän- und Neogen-Proben (zusätzlich durch ○ gekennzeichnet) des Stufenlandes von Korinth und des NW-Kanaleinschnitts. Die Korrelationsgerade bezieht sich auf die Proben < 0.6 µm und < 2 µm.

gegenüber allen anderen Proben deutlich zur Li-ärmeren Seite hin verschoben sind; vgl. Abb. 37).
Auf röntgenographisch bestimmte Illit + Smectit - Gehalte bezogene Li-Werte ergeben für reinen Smectit etwa 40 ppm und für reinen Illit etwa 140 ppm Lithium.

MANGAN, CHROM UND EISEN

Röntgen- und Dünnschliffuntersuchungen lassen das Auftreten von Mangan, Chrom und Eisen in den folgenden Phasen erwarten:

- in Oxiden und Hydroxiden (röntgenamorph), feine Fraktion;
- in Chlorit- und Serpentinmineralen, vorwiegend grobe Fraktionen;
- in Cr-Spinellen, überwiegend in der groben Fraktion.

Abb. 38 zeigt die Beziehung zwischen dem Fe_2O_3/MgO - Verhältnis und dem Mn/Cr - Verhältnis, aus deren schwacher positiver Korrelation die komplexe Verknüpfung der vier Elementkonzentrationen mit den genannten Mineralgehalten zum Ausdruck kommt.

3.3.6 ZUSAMMENFASSUNG -- GENESE DER SEDIMENTE

3.3.6.1 TONMINERALOGIE

Über Möglichkeiten, Sedimente verschiedener Ablagerungsmilieus mittels ihres Tonmineralbestands zu unterscheiden, ist bereits vielfach berichtet worden (u.a. GRIM & JOHNS 1954, GRIM & LOUGHNAN 1962, MILLOT 1964), doch konnten Milieu - unspezifische Faktoren meist nicht völlig ausgeschaltet werden (Transportsortierung, Änderung der Detritus-Zufuhr, Diagenese).

Das Tonmineralspektrum ist für alle untersuchten pleistozänen Proben sowie für Vergleichsproben aus den Ablagerungen des Korinthischen Mergels gleich. Zusätzlich zu den drei Haupttonmineralen Illit, Smectit und Serpentin treten in Bodensedimenten Mixed-Layer-Minerale und in marinen Sedimenten selten Glaukonit auf (NEUSER et al. 1982).

Im Stufenland von Korinth nimmt in den untersuchten Proben der durchschnittliche relative Smectitgehalt der gröberen Fraktionen vom Zyklus II (ohne Berücksichtigung der Proben des Gebietes zwischen der Südosthälfte des Kanals, Xilokerisa und Kenchrä) zu den Zyklen VI und VII leicht zu:

	Smectit 2-6 µm / Smectit < 2 µm			Smectit 6-20 µm / Smectit < 2 µm			
Zyklen VI/VII	0	0.41	1.00	0	0.23	0.70	(12)
Zyklen III-V	0.07	0.38	0.55	0	0.22	0.33	(8)
Zyklus II	0.13	0.33	0.50	0.07	0.19	0.39	(4)

Die Mittelwerte sind jedoch statistisch nicht signifikant voneinander verschieden (t-Test, 99% statistische Sicherheit).

In den untersuchten Pleistozän - Proben des NW-Kanaleinschnitts nimmt der relative Smectitgehalt der groben Fraktionen mit zunehmender Zyklennummer ab. Dies ist an dem Smectit (2-6 µm) / Smectit (< 2 µm) - Verhältnis am besten zu beobachten. Zusätzlich wird das sich ändernde Verhältnis von der Marin - Brack - Zyklizität überlagert (vgl. Abb. 39).

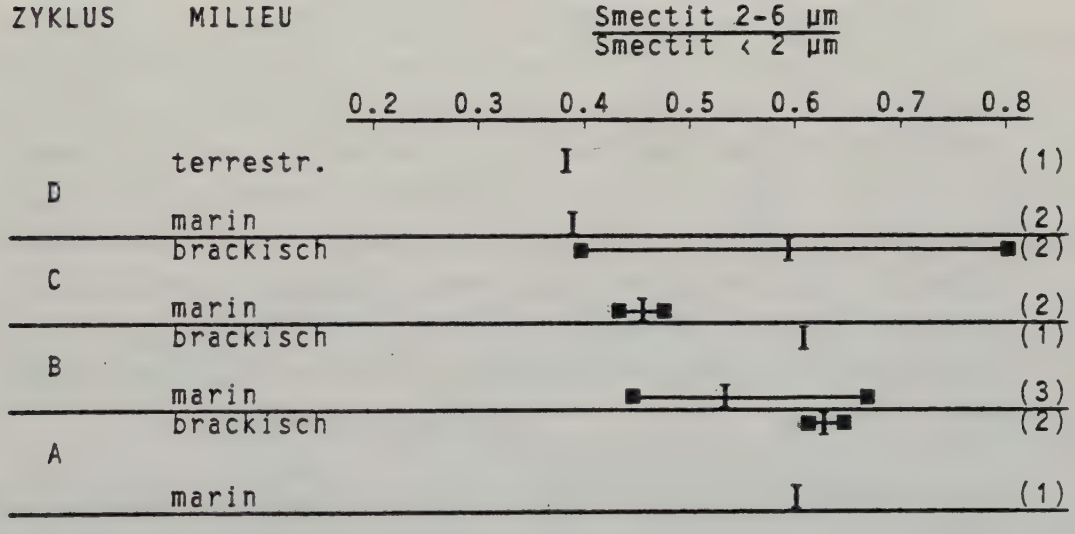


Abb. 39 Smectit 2-6 µm/Smectit < 2 µm - Verhältnisse in Pleistozän-Proben des NW-Kanaleinschnitts. Probenzahlen sind in Klammern angegeben.

Das Smectit/Illit - Verhältnis der 6-20 µm - Fraktion der bearbeiteten Pleistozän - Proben aus dem Stufenland von Korinth und aus dem NW-Kanaleinschnitt sowie einiger Vergleichsproben aus den Ablagerungen des Korinthischen Mergels beider Gebiete ist in der Abb. 40 in Abhängigkeit von der Zyklenzugehörigkeit aufgetragen.
Wie aus der Abb. 40 hervorgeht, sind die 6-20 µm - Fraktionen der Pleistozän - Proben des Stufenlandes von Korinth (des NW-Kanaleinschnitts) durch relativ geringe (relativ hohe) Smectit/Illit - Verhältnisse gekennzeichnet; Proben brackischer Sedimente sind generell smectitärmer. Diese Aussagen beziehen sich nicht auf Proben aus dem Gebiet zwischen Kira Wrissi, Xilokerisa und Kenchrä (Profile I).
Die Proben des Korinthischen Mergels beider Gebiete sind bezüglich des Smectit/Illit - Verhältnisses in der 6-20 µm - Fraktion relativ ähnlich.

Diskussion

Die Daten der halbquantitativen Tonmineralanalyse lassen sich in ein Modell fassen, das von unterschiedlichen Ablagerungs- und Tonmineralumbildungsmechanismen im Gebiet des Stufenlandes von Korinth und des NW-Kanaleinschnitts ausgeht:

Im Verlauf der Brackphasen gelangt vermehrt illitreicher Detritus in das Stufenland von Korinth (niedrige Smectit/Illit - Verhältnisse in der 6-20 µm - Fraktion der Proben). Durch zunehmende Degradation (Aggradation) der Illite (Smectite) der groben (feinen) Fraktion infolge mehrfacher Umlagerung in terrestrischem (marinem) Milieu nimmt der Smectitanteil in den gröberen Fraktionen gegenüber der feinen Fraktion von Zyklus zu Zyklus fortschreitend zu. Degradation wird durch das Auftreten von "Zwischenprodukten" (Mixed-Layer-Minerale in Bodensedimenten) und Aggradation durch die Zunahme von Illit in der feinen Fraktion mariner Proben der Zyklen VI/VII wahrscheinlich gemacht.

Zwar stammen die untersuchten Proben zunehmend jüngerer Zyklen aus zunehmend Paläoküsten - ferner gelegenen Profilen, doch scheint angesichts der Faziesähnlichkeiten differentielle Ausflockung von Tonmineralen in Paläoküsten - näheren Bereichen - wie sie PORRENGA

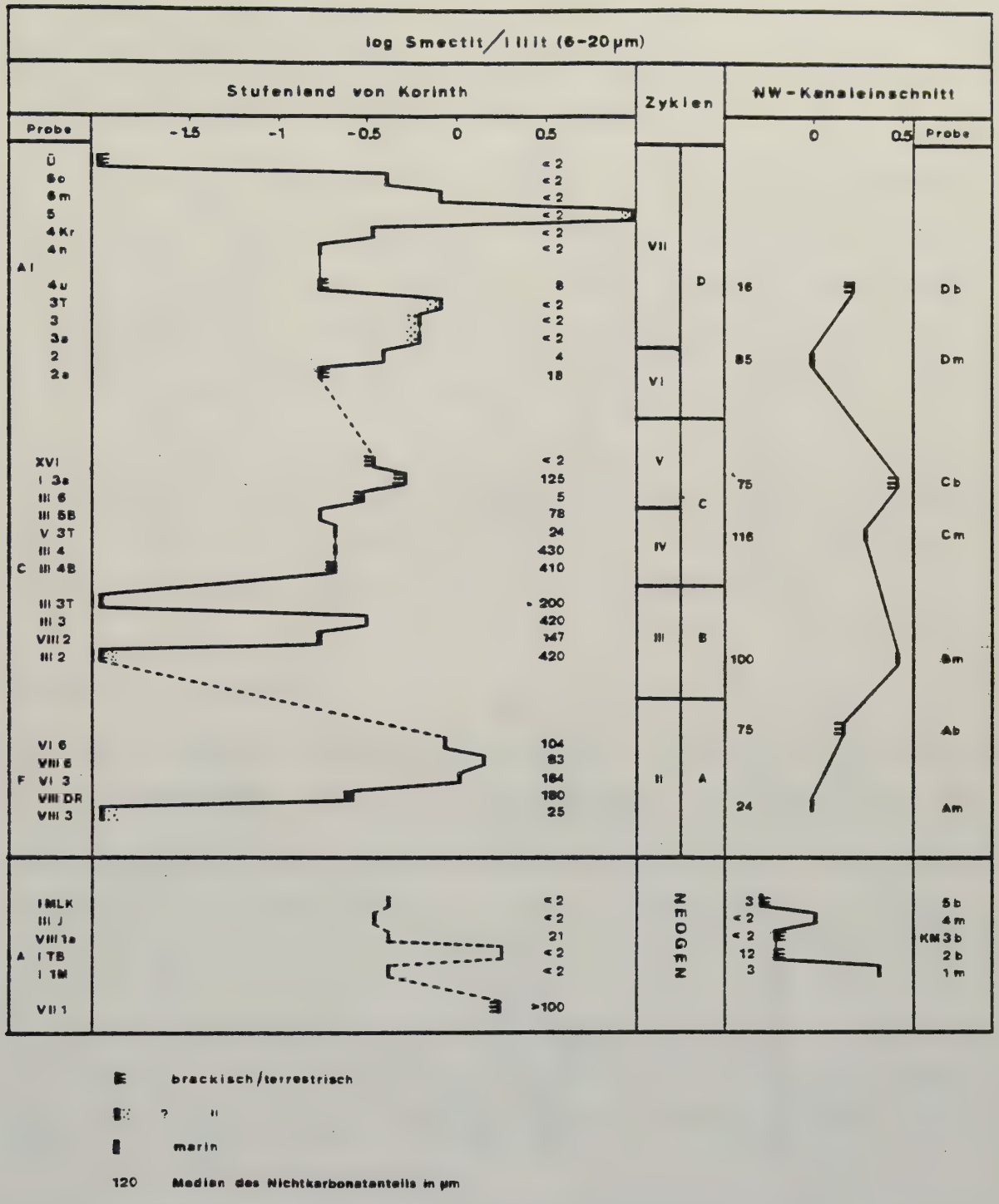


Abb. 48 Smectit 6-20 µm/Illit 6-20 µm - Verhältnisse in Pleistozän- und Neogen-Proben des Stufenlandes von Korinth und des NW-Kanaleinschnitts.

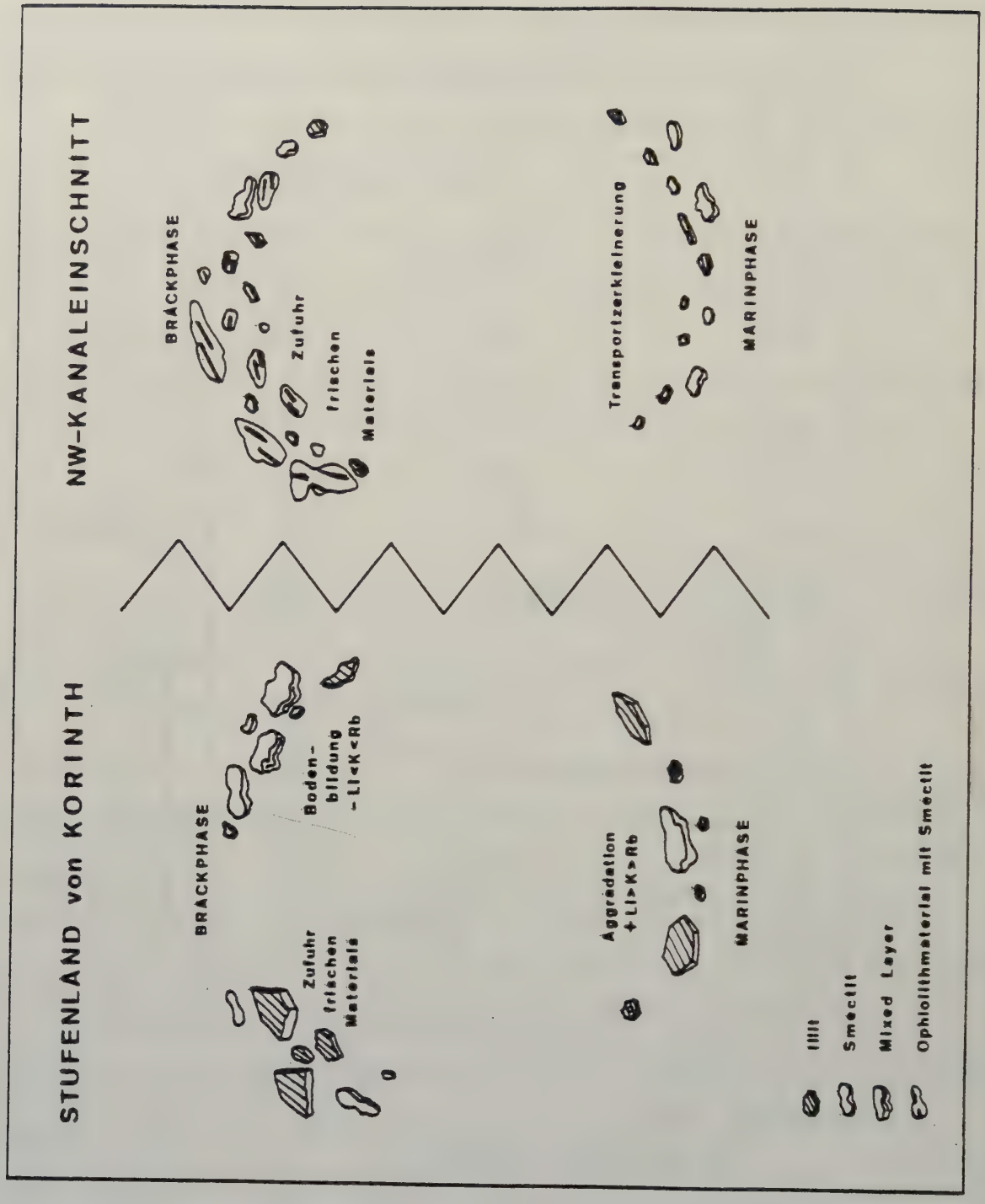


Abb. 41 Idealisiertes Schema zu Tonmineralhäufigkeiten im Verlaufe eines Pleistozän-Zyklus im Stufenland von Korinth und im NW-Kanaleinschnitt.

(1966) aus dem Niger - Delta beschrieben hat - von geringer Bedeutung zu sein, zumal GIBBS (1977) auf die vor Flockung schützende Wirkung organischer Substanz und dünner Fe-Häutchen, die oft in umgelagerten Bodensedimenten zu beobachten sind, hinweist.

Im Verlauf der Brackphasen wird dem Gebiet des NW-Kanaleinschnitts grober Smectit (möglicherweise Aggregate) in Form teilweise umgewandelten Ophiolithmaterials zugeführt (vgl. Kap. 3.3.4.1). In den darauffolgenden Marinphasen wird durch Transportzerkleinerung infolge mehrfacher Umlagerung der Smectitanteil der Sedimente zunehmend in feinere Fraktionen verlagert (Smectit (2-6 µm) / Smectit (< 2 µm) - Verhältnis nimmt fortschreitend von Zyklus zu Zyklus ab).

In der Abb. 41 ist dieses Modell dargestellt. Paläogeographische Einzelheiten, zu denen auch wechselnde Strömungsverhältnisse gehören, die zur Vermengung verschiedenartigen Detritus beigetragen haben, konnten in diesem Modell keine Berücksichtigung finden.

3.3.6.2 SPURENELEMENTE

Seit den Untersuchungen von GOLDSCHMIDT & PETERS (1932) und LANDERGREN (1945) ist bekannt, daß sich marine Sedimente von Ablagerungen des nichtmarinen Bereichs durch erhöhte Borgehalte unterscheiden können. Eine Reihe von Untersuchungen konnten weitere Milieu - spezifische Spurenelemente nachweisen (u.a. KEITH & DEGENS 1959: Li, POTTER et al. 1963: Cr, Cu, Ga, Ni und V, OHRDORF 1968: Li, MOSSER et al. 1972: Li, Rb, Sr und Cr).

HARDER (1963) wies am Beispiel des Spurenelementes Bor auf die Faktoren hin, die auf den Borgehalt der Sedimente Einfluß nehmen und unter denen die Salinität des Wassers des Ablagerungsraumes nur einer von vielen ist:

- Mineralogische und geochemische Zusammensetzung des Ausgangsmaterials
- Korngrößenverteilung der Sedimente
- Parameter des Ablagerungsraumes
  - Sedimentationsgeschwindigkeit
  - Wassertemperatur

- Borgehalt des Wassers

Obengenannte Faktoren beeinflussen sicherlich alle Fazies-kritischen Spurenelementgehalte der Sedimente und müssen daher bei kritischer Anwendung dieser Methoden zur Milieuanalyse Berücksichtigung finden.

Die Verknüpfung der Spurenelemente Zr und Sr (sowie teilweise auch Fe, Cr und Mn) mit Nichttonmineralen der groben Fraktion und die wechselnde Bindung der Spurenelemente Fe, Mn, Cr und teilweise Zn an Minerale der groben Fraktion und z.T. an röntgenamorphe Minerale der feinen Fraktion lassen diese Spurenelemente als ungeeignet für Environmentaussagen erscheinen. Rubidium und Lithium dagegen sind hauptsächlich an die Tonminerale Illit und Smectit gebunden (vgl. Kap. 3.3.5.1), sodaß Mineralogie - bedingte Veränderungen der Rubidium- und Lithium - Gehalte der Proben besser von Environment - bedingten Effekten unterschieden werden können. Eine zusätzliche Kontrolle ist über die Verknüpfung der Spurenelemente Rubidium und Lithium mit dem K_2O -Gehalt der Proben gegeben.
In Abb. 42 sind für Proben der Fraktion < 2 µm die Beziehung zwischen dem Li/K_2O - Verhältnis und dem Li/Rb - Verhältnis einerseits und dem Smectit/Illit - Verhältnis andererseits dargestellt. Anhand dieser Verhältnisse kann eine Differenzierung zwischen Proben unterschiedlicher Zyklen vorgenommen werden, die bezüglich des Li/K_2O - Verhältnisses weniger deutlich ist als bezüglich des Li/Rb - Verhältnisses (der t-Test ergab bezüglich der Smectit/Illit-Verhältnisse signifikante Unterschiede auf der Basis 99 %-iger statistischer Sicherheit zwischen Proben des Zyklus II und des Zyklus VI/VII sowie zwischen den Zyklen III, IV einerseits und den Proben des Kanaleinschnitts andererseits; alle anderen Probengruppen unterscheiden sich statistisch gesehen nicht signifikant voneinander).

ZYKLEN	log Smectit/Illit			log Li/K2O			log Li/Rb			
II	0.48	0.67	0.95	-2.49	-2.55	-2.58	0	-0.09	-0.21	(4)
III-V	0	0.49	> 1	-2.44	-2.54	-2.8	-0.11	-0.18	-0.3	(7)
VI/VII	-0.11	0.26	0.57	-2.56	-2.69	-2.74	-0.16	-0.34	-0.5	(11)
NW-Kanal	0.67	0.88	1.08	-2.43	-2.54	-2.7	> 1	> 0.33	0.08	(4)

Abb. 42 Smectit/Illit-, Li/K_2O- und Li/Rb- Verhältnisse in den untersuchten Proben der Zyklen II-VII des Stufenlandes von Korinth und der untersuchten Pleistozän-Proben des NW-Kanaleinschnitts. Probenzahlen sind in Klammern angegeben.

Die Anzahl der untersuchten Proben aus dem NW-Kanaleinschnitt ist zu gering, um Aussagen über eine mögliche Zyklendifferenzierung anhand des Li/K_2O - Verhältnisses zu gestatten. Die Mittelwerte der Proben des NW-Kanaleinschnitts unterscheiden sich deutlich von denen der verschiedenen Zyklen des Stufenlandes von Korinth.

Auf der Grundlage aller untersuchten Proben kann festgestellt werden, daß mit zunehmendem Smectitgehalt der Proben die K_2O-, Rb- und Li-Gehalte absolut zwar abnehmen, Lithium gegenüber Kalium und Rubidium jedoch angereichert wird.

Keine eindeutige Korrelation zwischen dem Li/Rb- und dem Li/K_2O - Verhältnis einerseits und dem Smectit/Illit - Verhältnis andererseits spiegeln die < 0.6 µm - und 0.6-2 µm - Fraktionen der Proben C I 3a und C III 5B wider: die Smectit - reicheren < 0.6 µm - Proben weisen geringere Li/Rb - und Li/K_2O - Verhältnisse auf als die Smectit - ärmeren 0.6-2 µm - Proben (vgl. Abb. 43). Daraus kann der Schluß gezogen werden, daß neben der mineralogischen Zusammensetzung noch andere Faktoren (z.B. Korngrößen) Einfluß auf die Li/Rb - und Li/K_2O - Verhältnisse haben.

Environment - spezifische Li/K_2O- und Li/Rb- Verhältnisse sind

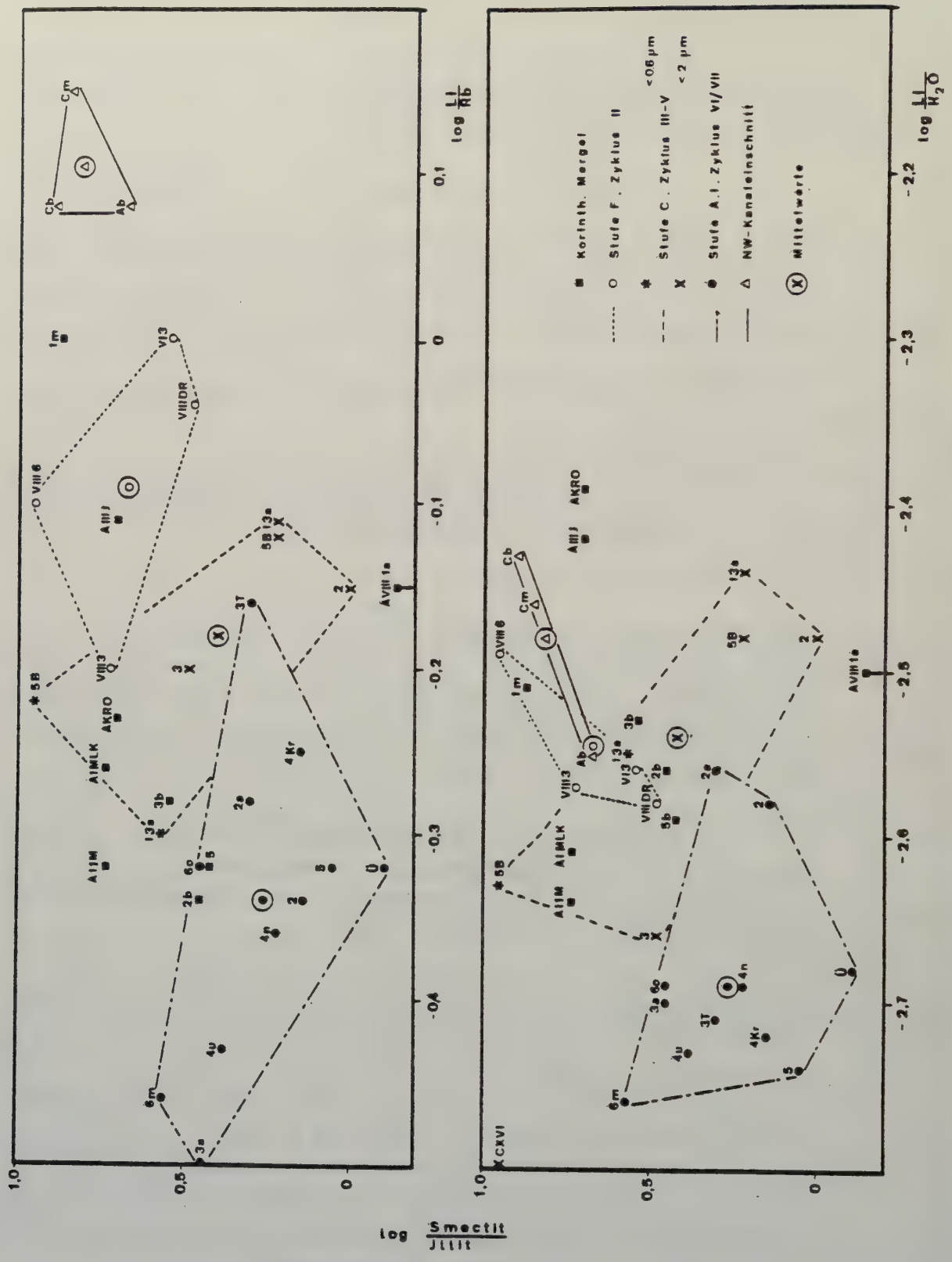


Abb. 43 Abhängigkeit zwischen dem Smectit/Illit- und dem Li/K_2O-Verhältnis sowie zwischen dem Smectit/Illit- und dem Li/Rb-Verhältnis in untersuchten < 2 µm-Proben (Pleistozän NW-Kanaleinschnitt, Pleistozän-Zyklus II Stufenland, Pleistozän-Zyklen III-V Stufenland, Pleistozän-Zyklen VI/VII Stufenland).

auf der Grundlage der untersuchten Proben nicht zu erkennen.

Diskussion

Nach dem in Kapitel 3.3.6.1 diskutierten Modell sind drei Faktoren an der Änderung der mineralogischen Zusammensetzung verschiedener Fraktionen der Proben beteiligt:

1. Zufuhr "frischen" Detritus (darunter Smectit und Illit)
2. Degradation der Illite bei der Bodenbildung (über Mixed-Layer Mineralphasen) == Smectite
3. Aggradation von Smectiten im marinen Milieu == Illite

Die Aggradations- und Degradationsprozesse sind mit Kationenaustauschreaktionen zwischen H^+ und NH_4^+ einerseits und den Erdalkaliionen (K, Rb, Li) andererseits verbunden. Nach Untersuchungen von GRIM (1952) werden in NH_4^+ -Lösungen die Erdalkaliionen bevorzugt in der folgenden Reihenfolge ausgetauscht: Li > Rb > K.
Dementsprechend erklärt COLLINS (1975) den hohen Li-Gehalt in Formationswässern als Folge von Kationenaustauschreaktionen, in deren Verlauf Li gegenüber Kalium und Rb in der Lösung angereichert wurde. Nach den Beobachtungen von MOSSER et al. (1972, Tabelle 4), die Buntsandstein - Ablagerungen in den Vogesen untersuchten, sind Illite des marinen Milieus gegenüber denen des fluviatilen MIlieus durch höhere Li- und Rb-Gehalte sowie durch ein geringeres Li/Rb - Verhältnis (log Li/Rb: marin = - 0.46, fluviatil = - 0.35) gekennzeichnet.

In der Kalium-, Rb- und Li- Armut Smectit - reicher (nach dem Modell: stark degradiert) Proben entsprechen die Daten der untersuchten Proben denen der Literatur. Das Li/Rb - Verhältnis nimmt jedoch entgegen den Erwartungen mit steigendem Smectit/Illit - Verhältnis zu. Dieses Verhalten könnte hypothetisch durch die Bindung des Rb und Li in unterschiedlich leicht zugänglichen Gitterpositionen (Rb: Zwischenschicht, Li: Oktaederschicht) erklärt werden. In Aggradations- und Degradationsprozessen kann so Kalium und Rb leicht chemisorptiv gebunden oder adsorbiert und desorbiert werden, während die kontinuierliche, langsame Mobilisierung des Li durch zunehmende Gitterfehler in den Partikeln der feinen Fraktion zur allmählichen

Verschiebung des Li/Rb - Verhältnisses führt (Korngrößeneffekt : Proben C I 3a und C III 5B). Zunehmende Gitterfehlerzahlen könnten auf Transportzerkleinerung infolge mehrfacher Umlagerung zurückgeführt werden.

4. ZUSAMMENFASSUNG UND DISKUSSION

4.1 KARTIERBARE EINHEITEN

Im Arbeitsgebiet sind vier lithostratigraphische Einheiten deutlich voneinander unterscheidbar:

- Onkolithische und lutitische Kalke sowie rote und schwarze Chertgesteine.
- Grobe, häufig Peridotitmaterial - reiche Konglomerate.
- Feingeschichtete Mergel, die lokal reich an Konglomerat- oder Lignitschichten sind.
- Mergel, Arenite, Konglomerate, Oolithe und rote Bodensedimente.

Diese vier Einheiten sind in der Reihenfolge abnehmenden Alters aufgeführt.

Die onkolithischen und lutitischen Kalke sowie die roten und schwarzen Chertgesteine sind tektonisch z.T. stark gestört und nur am S-Rand des Arbeitsgebiets verbreitet. Nach BORNOVAS et al. (1972) werden die Kalke in den Jura gestellt.
Weniger stark tektonisch beansprucht sind die groben Konglomerate, die der Geländesituation nach in das Hangende der Kalke und Chertgesteine einzustufen sind. Faunistische Hinweise auf das stratigraphische Alter der Konglomerate wurden nicht gefunden.
Die feingeschichteten Mergel (Korinthischer Mergel) wurden fast im gesamten Arbeitsgebiet angetroffen und sind den aufgefundenen Fossilien nach (Neritinen, Melanopsiden, Dreisseniiden, Limnocardien und Blaugrünalgen) überwiegend in limnisch - brackischem Milieu abgelagert worden, nur im NE des Arbeitsgebiets sind Anzeichen für marines Ablagerungsmilieu zu beobachten. Stratigraphisch werden die Ablagerungen des Korinthischen Mergels ins Pliozän gestellt (u.a. v. FREYBERG 1973). Biostratigraphische Untersuchungen an Ablagerungen des Korinthischen Mergels wurden bislang nur im NE-Teil des Arbeitsgebiets

und im Kanaleinschnitt durchgeführt.
Unverfestigte, meist geringmächtige (m) Mergel, Arenite, Konglomerate, Oolithe und Bodensedimente überlagern im gesamten Arbeitsgebiet diskordant die Ablagerungen des Korinthischen Mergels. Die Fazies und der Biogeninhalt belegen wechselnd brackisches, marines und äolisches litorales Ablagerungsmilieu für diese Sedimente.

4.2 PLEISTOZÄNE LIMNISCH - BRACKISCHE UND MARINE ABLAGERUNGEN

Aus Gründen größerer Übersichtlichkeit und besserer Korrelierbarkeit wurden die pleistozänen Schichten, die die Ablagerungen des Korinthischen Mergels im gesamten Arbeitsgebiet diskordant überlagern, in zwei Teilgebieten beschrieben.

Im Gebiet zwischen der Nordwesthälfte des Kanals und dem Sadadi-Tal sind die pleistozänen Ablagerungen entlang von 8 etwa küstenparallel verlaufenden Hauptgeländestufen (A-H), die sich in bis zu 11 Stufen auffächern können und treppenartig nach S ansteigen, aufgeschlossen. In den pleistozänen Schichten der Geländestufen spiegelt sich z.T. ein mehrfacher Brack - Marin - Wechsel wider, dem durch die Gliederung der Geländestufenprofile in Brack - Marin - Zyklen Rechnung getragen wurde (Stufe A : Zyklen A 1 und A 2, Stufe B : Zyklus B 1, Stufe C : Zyklus C 1 - C 3, Stufe D : Zyklus D 1, Stufe E : Zyklus E 1, Stufe F : Zyklus F 1, Stufe G : Zyklus G 1, Stufe H : -).
In den Ablagerungen der einzelnen Geländestufen sind laterale Faziesänderungen sowohl entlang der etwa E-W-streichenden Kanten als auch in etwa N-S-streichenden Straßeneinschnitten, Flußtaleinschnitten und Einbuchtungen zu verfolgen. In diesen N-S-verlaufenden Anschnitten ist jedoch weder ein fazieller Übergang von Stufe zu Stufe noch sind deutliche Störungen zwischen den einzelnen Stufen zu beobachten; vielmehr ist an wenigen Stellen (insbesondere zwischen der Stufe B und der Stufe C) ein Kliff-ähnlicher Kontakt zwischen der tiefer gelegenen und der höher gelegenen Stufe ausgebildet. Die alternierende Abfolge von Stufen mit Sedimenten in strandnäherer Fazies (Stufen B und E) und Stufen mit Sedimenten etwas strandfernerer Fazies (Stufen A und C), z.T. schichttypische Brackfauna (insbesondere Limnocardien) und nicht zuletzt deutliche Niveauhöhendifferenzen zwischen den Stufen B und C sowie zwischen E und F erlauben es, die beobachteten Hauptstufen in

Gruppen, denen jeweils ein oder mehrere Brack - Marin - Zyklen gemein sind, einzuteilen (Stufe A und B : Zyklus VI und VII; Stufe C, D und E : Zyklen III - V; Stufe F : Zyklus II; Stufe G und H (?) : Zyklus I).

Im Gebietsdreieck zwischen der Südosthälfte des Kanals, Xilokerisa und Kenchrä" sind ebenfalls Geländestufen zu beobachten, die aber weder streng parallel zu einer rezenten Küstenlinie verlaufen noch treppenförmig nach S ansteigen.
Die an diesen Geländestufen und in E-W-verlaufenden Trockentälern aufgeschlossenen pleistozänen Sedimente weisen nur noch geringe fazielle Ähnlichkeiten mit denen der Geländestufen A - H des zuvor genannten Gebietes auf.
Im N des Gebietsdreiecks zwischen der Südosthälfte des Kanals, Xilokerisa und Kenchrä sind in dem relativ vollständigen Profil Le 4 mindestens zwei (wahrscheinlich eher drei) Brack-Marin-Zyklen aufgeschlossen, die jedoch keine markanten Leithorizonte zur eindeutigen Korrelation mit Profilen der Nachbargebiete aufweisen. Im S des Gebietsdreiecks wird die pleistozäne Schichtenfolge, die auch hier Korinthischen Mergel diskordant überlagert, aus lehmigen Konglomeraten, überwiegend äolischen Oolithen und aus wenigen marinen Mergeln und Bioareniten aufgebaut. Die gesamte Schichtenfolge wird einem einzigen Brack-Marin-Zyklus zugeordnet.
Rückschlüsse auf die Altersbeziehungen zwischen den Ablagerungen des N-Teils und des S-Teils des Gebietsdreiecks können

- aus dem Profil Le 5, das neben Sedimenten äquivalent zu denen des jüngsten Zyklus des Profils Le 4 auch aufgearbeitete Oolithbrocken des südlich und altimetrisch höher gelegenen Ooliths des südlichen Teilgebiets enthält,
- und aus der im Vergleich zum N-Teil des Gebietsdreiecks stärkeren tektonischen Verstellung der Schichten des S-Teils

gezogen werden. Danach sind Konglomerate und Oolithe des S-Teils des Gebietsdreiecks älter als der überwiegende Teil der Ablagerungen des N-Teils.

Die auf geländegeologischen, biogenen und faziellen Kriterien basierende Korrelationen zwischen dem Gebiet zwischen der Nordwesthälfte des Kanals und dem Sadadi-Tal, dem Kanaleinschnitt und dem Gebietsdreieck zwischen der Südosthälfte des Kanals, Xilokerisa und Kenchrä sind in Abb.44 dargestellt.

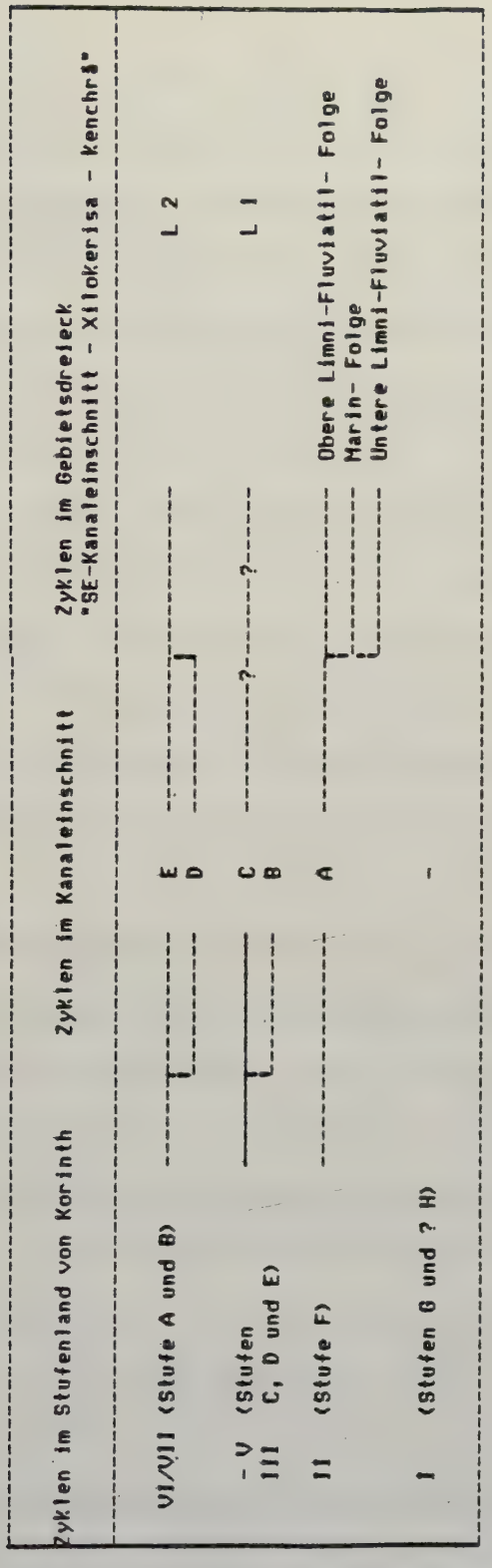


Abb. 44 Korrelation der Brack-Marin - Zyklen des Stufenlandes von Korinth und des Gebietsdreiecks zwischen der Südosthälfte des Kanals, Xilokerisa und Kenchrä mit den von NEUSER et al. (1982) definierten Marin-Brack - Zyklen des Kanaleinschnitts.

Die Korrelation der pleistozänen Schichtenfolge des Arbeitsgebiets mit den von NEUSER et al. (1982) aufgestellten Marin-Brack-Zyklen des Kanaleinschnitts ist wegen der Faziesunterschiede für den NW-Kanaleinschnitt und das Gebiet zwischen der Nordwesthälfte des Kanals und dem Sadadi-Tal einerseits, und den SE-Kanaleinschnitt und das Gebietsdreieck zwischen der Südosthälfte des Kanals, Xilokerisa und Kenchrä andererseits getrennt zu betrachten.

Der Zyklus C des NW-Kanaleinschnitts wurde durch Geländekartierung mit der obersten Brackschicht der Stufe C (Zyklus V), die durch das Auftreten des Limnocardientyps B kennzeichnet ist, korreliert. Ähnliche Fazies und Biogengehalte ergeben eine weniger gesicherte Korrelation der Schichten des Zyklus D und E des NW-Kanaleinschnitts mit denen der Stufe A (Zyklen VI und VII). Ferner sind Fazies und diagenetischer Erhaltungszustand des Oolith des Zyklus E ähnlich zu den Eigenschaften der Oolithe, die die Fortsetzung der Stufe A östlich Korinth überdecken (Lok. 80/30).

Im N-Teil des Gebietsdreiecks zwischen der Südosthälfte des Kanals, Xilokerisa und Kenchrä können nur die ostreenreichen Biokalkarenite und Konglomerate des jüngsten Brack-Marin-Zyklus des Profils Le 4 zum SE-Kanaleinschnitt verfolgt werden, wo diese Ablagerungen von NEUSER et al. (1982) in den Marin-Brack-Zyklus E eingestuft werden. Weitere Korrelationen der Schichtenfolge des Gebietsdreiecks mit der des SE-Kanaleinschnitts lassen sich nur auf der Grundlage von Faziesähnlichkeiten diskutieren.

Geländegeologische und fazielle Merkmale erlauben es, den Oolith des S-Teils des Gebietsdreiecks mit dem Oolith der Stufe F des Gebiets zwischen der Nordwesthälfte des Kanals und dem Sadadi-Tal zu korreliere

4.3 FAUNA UND FLORA DER PLEISTOZÄNEN ABLAGERUNGEN

Strombus bubonius LMK., der im Mittelmeerraum Leitwert für tyrrhenes Alter zugesprochen wird, wurde in mehreren diagenetisch schlecht erhaltenen Exemplaren in Schichten der Stufe E aufgefunden. **Natica lactea GUILD.**, der im Mittelmeerraum im Falle gemeinsamen Auftretens mit **Conus testudinarius** und **Strombus bubonius**

ebenfalls Leitwert für tyrrhene Ablagerungen zugesprochen wird, wurde in höheren Schichten der Stufe A und in Schichten der Stufe C (v.FREYBERG 1973) aufgefunden.
Schließlich wurde **Spondylus gaederopus LMK.**, der in großer Ausbildung von v.FREYBERG (1973) als Indiz für tyrrhene Ablagerungen angesehen wird, in zahlreichen Vorkommen der Stufe A und C sowie in gedrungener Form jedoch mit beträchtlicher Schalendicke auch auf der Stufe D aufgefunden.
Nach stratigraphischer Beurteilung der Fauna und nach ihren Vorkommen in Pleistozänablagerungen des Stufenlandes von Korinth ergibt sich tyrrhenes Alter für die Ablagerungen der Stufen A, B, C, D und E (Brack - Marin - Zyklen III bis VII).

Die zahlreichen Limnocardienfunde in limnisch-brackischen Ablagerungen des Raumes Korinth wurden - soweit Exemplare in guter Schalenerhaltung aufgefunden wurden - vorläufig den Limnocardientypen A und B zugeordnet und biometrisch sowie chemisch näher charakterisiert. Der Limnocardientyp A erscheint sowohl in Ablagerungen des Korinthischen Mergels als auch in pleistozänen Schichten des NW-Kanaleinschnitts und in Ablagerungen der Stufen A und B, daher ist dieser Typ zur stratigraphischen Einstufung der Schichten weniger geeignet. In diesen Limnocardientyp fallen Limnocardien der Vorkommen "Bahnhof Korinth", "NW-Kanaleinschnitt, Zyklus A" und "Perachora-Halbinsel, Fahrweg zum Leuchtturm", die von verschiedenen Autoren mit **Didacna fuchsi PHILIPP** identifiziert wurden (GILLET, 1963; NEUSER et al., 1982; Prof. Symeonidis/Athen).
Der Limnocardientyp B unterscheidet sich vom Typ A deutlich und tritt ausschließlich in der obersten Brackschicht der Stufe C (Zyklus V) auf.

4.4 TEKTONIK

Die tektonische Verstellung der Schichten des Korinthischen Mergels im Arbeitsgebiet ist relativ uneinheitlich. In Nähe der Randgebirge Oneion und Akrokorinth stimmt das Streichen der Schichtung häufig mit dem Streichen der Randgebirge überein, in etwas größerer Entfernung von den Randgebirgen ist bevorzugt E-W- und NE-SW- Streichen zu beobachten.

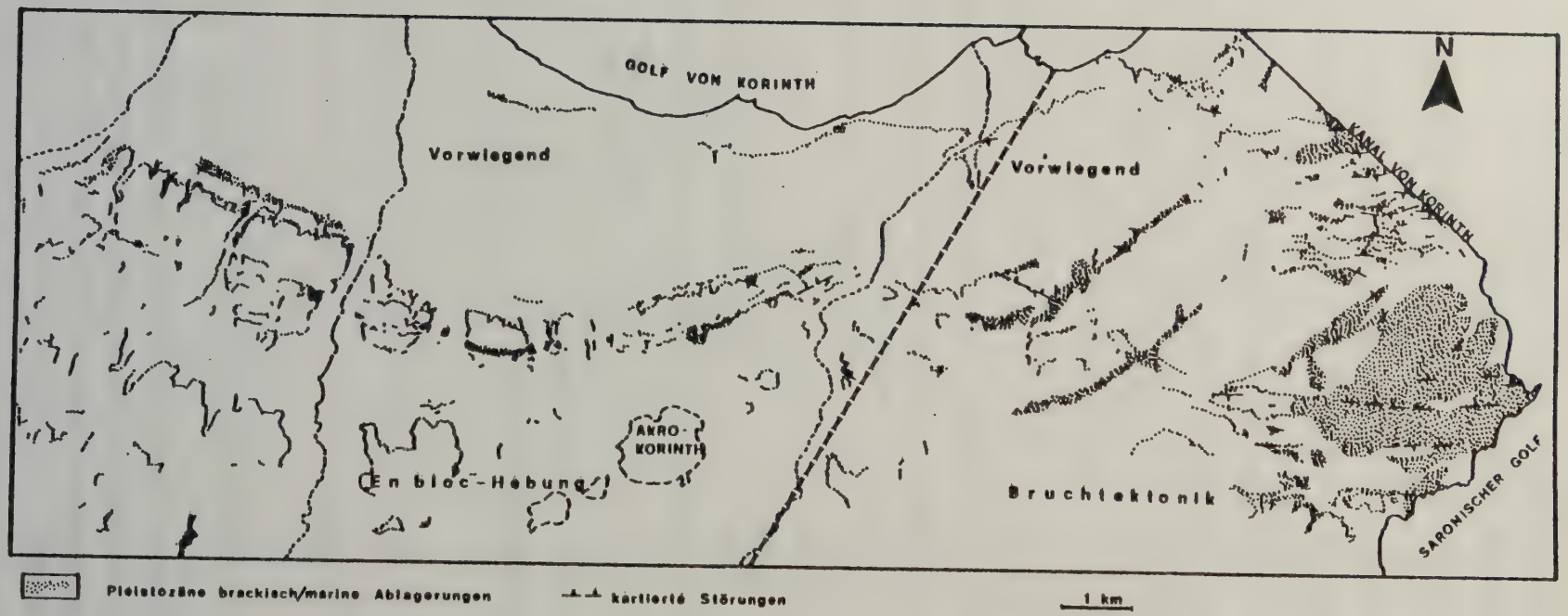


Abb. 45 Gliederung des Arbeitsgebiets nach der Häufigkeit kartierter quartärer Störungen und nach der Niveauhöhenänderung pleistozäner Bezugsniveaus (s. Abb. 27) in ein westliches Teilgebiet mit vorwiegend "en-bloc"-Hebung und in ein östliches Teilgebiet mit vorwiegend Bruchtektonik.

In pleistozänen Schichten der Stufenlandes von Korinth ist abweichend vom vorzugsweisen E-W-Streichen der Kanalstörungen (vgl. v.FREYBERG 1973) überwiegend SE-NW- Streichen der Störungen zu beobachten. Gemessen an der Häufigkeit beobachteter Störungen und der tektonischen Verstellung definierter pleistozäner Schichten in verschiedenen Geländestufen ist das Stufenland von Korinth in ein östliches Teilgebiet mit stärker differenzierten tektonischen Bewegungen (überwiegend Bruchtektonik) und in ein westliches Teilgebiet mit einheitlicherer Verstellung (überwiegend "en bloc"-Hebung) der quartären Schichten zu gliedern (s. Abb. 45).
Die Hauptgeländestufen werden als nicht von Störungen begrenzt angesehen, da diese Störungen nicht beobachtet wurden und der bogige Verlauf der Stufen nicht im Einklang mit dem Hauptstreichen der beobachteten Störungen steht. Die relativ einheitliche Verstellung der quartären Schichten im westlichen Teilgebiet wird eher als Folge einer nach W zunehmenden "en bloc" - Bewegung denn als ein Resultat einzelner Störungen, die zudem über mehrere Kilometer trotz mehrfacher Richtungswechsel der Stufen parallel zueinander verlaufen müßten, interpretiert.

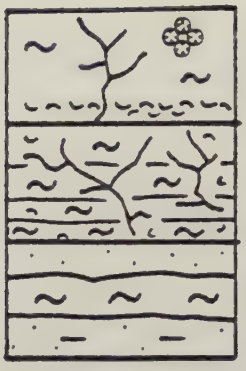
4.5 PETROGRAPHIE UND DIAGENESE DER PLEISTOZÄNEN ABLAGERUNGEN

Nach makroskopischen Kriterien sind die pleistozänen Ablagerungen des Arbeitsgebiets in

- Mergel,
- Sande und (Bio-) Arenite,
- Oolithe,
- Bodensedimente und
- Konglomerate

zu unterscheiden. Nach Gefügemerkmalen, Partikeltypen und Fossilgehalt lassen sich die einzelnen Sedimenttypen (s. Abb. 46) wahrscheinlichen Bildungsmilieus zuordnen.

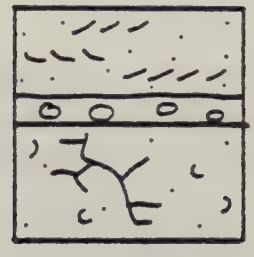
Im Arbeitsgebiet sind pleistozäne Mergel des marinen Bereichs durch relativ geringe Tongehalte, Bioturbation und marine Fauna gekennzeichnet (M 1, Abb. 46). Mergel des lagunären Bereichs zeichnen sich durch Bioturbation, z.T. hohe Gehalte an Kotpillen und artenarme



M 1 Schwach geschichtete, bioturbate Mergel mit mariner Fauna

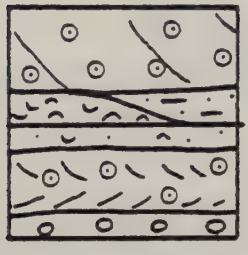
M 2 Deutlich geschichtete, z.T. stark bioturbate Mergel mit hohem Biogengehalt eingeschränkter Varietät

M 3 Umgelagerte, relativ Biogen-arme Mergel verknüpft mit Bodensedimenten und Areniten



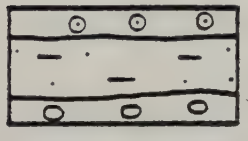
A 1 Z.T. kleinrippelschräggeschichtete Arenite und Sande, z.T. verknüpft mit Konglomeraten

A 2 Z.T. bioturbate Bioarenite mit Schill

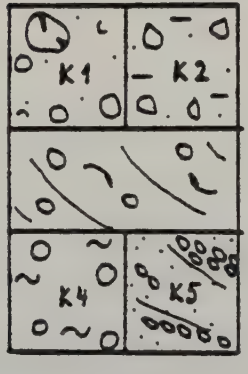


O 1 Großrippelschräggeschichtete Oolithe z.T. verknüpft mit Schillkalken oder Bodensedimenten

O 2 Kleinrippelschräggeschichtete Oolithe z.T. verknüpft mit Biokalkareniten oder Konglomeraten mit mariner Fauna



B Bodensedimente, z.T. verknüpft mit Konglomeraten oder Oolithen



K 1/K 2 Schlecht sortierte Konglomerate mit angebohrten (K 1) oder schlecht verrundeten (K 2) Geröllen und Arenit- (K 1) oder Lehm-Matrix (K 2)

K 3 Gut sortierte, schräggeschichtete Konglomerate mit mariner Fauna

K 4/K 5 Konglomerate mit gut verrundeten (K 4) oder abgeplatteten (K 5) Geröllen und Mergel- (K 4) oder Arenitmatrix (K 5)

Abb. 46 Nach makroskopischen Kriterien definierte Sedimenttypen des Arbeitsgebiets (s. Legende der Abb. 3).

Fauna aus (M 2, Abb. 46). Charakteristisch für Mergel, die aus Schichten des Korinthischen Mergel umgelagert wurden, sind rasche Korngrößenwechsel, Verknüpfung mit Bodensedimenten und extreme Biogenarmut (M 3, Abb. 46).

Sandige Sedimente lassen sich nach ihrem Anteil an karbonatischen und nichtkarbonatischen Klastika einerseits und dem Anteil an Biogenfragmenten andererseits in Sande und Arenite (A 1, Abb. 46) sowie in Bioarenite (A 2, Abb. 46) unterscheiden. Diese Sedimenttypen können anhand ihrer autochthonen Biogene oder der Biogene der sie begleitenden Sedimente (häufig Konglomerate) verschiedenen Ablagerungsmilieus zugeordnet werden.

Die im Arbeitgebiet anzutreffenden Oolithe können nach ihren Gefügemerkmalen (Schichtung, Sortierung), nach den Biogenen und nach der Fazies der assoziierten Sedimente in
- äolische (O 1, Abb. 46; Großrippelschrägschichtung, selten Bioturbation, gute Sortierung) und in
- aquatische (O 2, Abb. 46; Kleinrippelschrägschichtung, Bioturbation, schlechte Sortierung, Verknüpfung mit Schillkalken und Konglomeraten)

Oolithe unterschieden werden.
Die Oolithe bestehen aus Ooiden, die ihrem inneren Aufbau und der Mineralogie nach in drei primäre Grundtypen gegliedert werden können:
- primär aragonitische Ooide mit überwiegend tangentialer Orientierung der Kristalle in den Schalen,
- primär calcitische Ooide mit vorwiegend radialer Kristallorientierung in den Schalen und
- Ooide ohne erkennbare Kristallorientierung.

Bodensedimente (B 1, Abb. 46) sind meist aus roten, schlecht sortierten Lehmen zusammengesetzt und enthalten zuweilen Landschnecken. Caliche - Lagen in Bodensedimenten am Saronischen Golf lassen auf Grundwasserspiegelschwankungen während oder nach Ablagerung der Bodensedimente schließen. Bodensedimente sind vorzugsweise mit Oolithen und Konglomeraten, die dem Verrundungsgrad der Gerölle nach überwiegend in fluviatilem Milieu transportiert wurden, assoziiert.

Die Konglomerate des Arbeitsgebiets konnten nach makroskopischen Kriterien (Partikelgröße und -form, Sortierung, Matrix- und Biogengehalt sowie Schichtungstyp) in drei Haupttypen gegliedert und

verschiedenen Faziesbereichen zugeordnet werden:
Schlecht sortierte, matrixführende Konglomerate, z.T. mit groben angebohrten Geröllen, die nicht selten mit Sanden, Areniten oder Bodensedimenten wechsellagern, werden dem Deltafaziesbereich zugeordnet (K 1/K 2, Abb. 46). Der Einfluß des fluviatilen Milieus spiegelt sich in vermindertem Biogengehalt, geringem Rundungsgrad der Gerölle und/oder in erhöhtem Lehmgehalt der Konglomerate wider (K 2, Abb. 46).
Konglomerate der Strandfazies (K 3, Abb. 46) sind durch gute Sortierung und Rundung, gelegentlich durch Abplattung der Gerölle oder durch besonders grobe Gerölle und Blockwerk aufgearbeiteten Materials gekennzeichnet. Biogene (Patellen und Serpeln) zeigen häufig strandnahes Ablagerungsmilieu im Gezeitenbereich an, es kommen aber auch umgelagerte Ostreen und Glycimeris vor.
Konglomerate mit auffallend kugeligen und gut gerundeten Geröllen sowie mit sandig-mergeliger Matrix weisen große Ähnlichkeit mit Konglomeraten des Korinthischen Mergels auf (K 4, Abb. 46). Stark sandige Konglomerate mit z.T. stark abgeplatteten Geröllen deuten auf Strandnähe hin. Die Bildungsbedingungen beider Konglomerattypen sind wegen fehlender Biogenmerkmale nur schwer zu deuten, daher werden sie einem Mischfaziesbereich zugeordnet.

Die im Arbeitsgebiet untersuchten Geröllspektren sind in der geologischen Karte dargestellt. Die dominierenden Komponenten sind Kalke, Cherte und Peridotitmaterial. Peridotitmaterial stammt nach der regionalen Verteilung dieses Gerölltyps vorwiegend aus nördlich und östlich des Arbeitsgebiets gelegenen Liefergebieten. Alle anderen Gerölltypen lassen wegen mehrfacher Umlagerung keine eindeutigen Rückschlüsse auf Liefergebiete und Transportrichtungen zu.

Die Karbonatdiagenese der pleistozänen Ablagerungen des Arbeitsgebiets wird anhand der auftretenden Zementtypen und anhand des Umwandlungsgrades von Aragonit und von Hoch-Mg-Calcit in Tief-Mg-Calcit beschrieben.
Im Arbeitsgebiet überwiegen vadose Calcit-Zemente mit einem punktuell bestimmten Mg-Gehalt von 1-5.5 Mol-% $MgCO_3$. Unter den weniger häufigen phreatischen Zementen wurde Fe-haltiger "rim"-Zement, nadeliger Aragonitzement, mikritischer Hoch-Mg-Calcit - Zement und Dolomitzement beobachtet. Lokal sind aus der Abfolge phreatischer und vadoser Zemente sich ändernde Diagenesebedingungen abzuleiten; diese

Abfolgen sind jedoch nicht so einheitlich, daß aus ihnen ein Diagenesemodell für die Sedimente des gesamten Arbeitsgebiets erstellt werden kann.
Umwandlung von Aragonit in Calcit wurde sowohl in Ablagerungen des Korinthischen Mergels als auch in pleistozänen Ablagerungen beobachtet. Aragonitische Partikel stratigraphisch einheitlicher Schichten zeigen z.T. einen unterschiedlichen Umwandlungsgrad, was auf die Bedeutung lokaler Diagenesebedingungen für den Ablauf der Diagenese hindeutet. Anhand in der Literatur genannter Hauptfaktoren für die Aragonit-Calcit- Umwandlung wird versucht, die speziellen Erscheinungsformen der Aragonit - Calcit - Umwandlung (partielles Anlösen, in situ Umwandlung, Aragonitkonservierung in geringpermeablen Sedimenten) im Arbeitsgebiet zu deuten.
Primär Hoch-Mg- calcitische Biogene (Echinocyamus pusillus, Corallinaceen und Seeigelplatten) verschiedener Vorkommen des Arbeitsgebiets wurden bezüglich ihres $MgCO_3$ -Gehalts untersucht und in die von RICHTER (1979) aufgestellte siebenstufige Diagenesereihe eingeordnet. Die Biogene der Schichten der Stufe C haben danach einen höheren diagenetischen Reifegrad (Echinocyamus: Diagenesestufe IV-V, Corallinaceen: V, Seeigelplatten: ? IV-V) erreicht als Biogene aus den Schichten der Stufen A und B (Echinocyamus: IV, Corallinaceen: IV-V, Seeigelplatten: ? III). Diese Ergebnisse deuten darauf hin, daß für die Schichten der Stufe C ein stratigraphisch höheres Alter angenommen werden kann als für die Schichten der Stufen A und B.

4.6 TONMINERALOGIE UND CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Die Karbonatgehalte und die Korngrößenverteilungen des nichtkarbonatischen Restes der untersuchten Sedimente variieren stark in Abhängigkeit von der Fazies der Sedimente und lassen keine regionalen Trends, die zur Unterscheidung der verschiedenen Pleistozänzyklen oder zur Differenzierung mariner von limnisch - brackischen Schichten herangezogen werden könnten, erkennen. Limnisch - brackische Zyklenphasen scheinen jedoch mit Kornvergröberung verknüpft.

Die überwiegend detritischen Tonminerale Chlorit, Smectit, Illit und Serpentin kommen in fast allen untersuchten Pleistozänproben vor,

zusätzlich enthalten Bodensedimente ein Mixed-Layer-Tonmineral, das mit Bodenbildungsprozessen in Verbindung gebracht werden kann.

Der Vergleich der Ergebnisse von Elementanalysen und halbquantitativer Tonmineralanalysen der feineren Korngrößenfraktionen weisen

- die Illite und Smectite als Haupt - Kalium - Trägerminerale,
- die Chlorite, Serpentine und Smectite als Haupt - Magnesium - Trägerminerale und
- die Smectite als Natrium - Trägerminerale

aus.

Proben unterschiedlicher Korngrößenfraktionen lassen sich nicht direkt miteinander vergleichen, dies wird teils auf die unterschiedliche chemische Zusammensetzung der Tonminerale in den einzelnen Fraktionen und teils auf nicht vergleichbare Resultate der halbquantitativen Tonmineralanalyse zurückgeführt.
Smectite der pleistozänen Ablagerungen des NW-Kanaleinschnitts unterscheiden sich durch höhere Magnesiumgehalte von denen des Stufenlandes von Korinth.
Die Spurenelemente Rubidium, Zink und Lithium sind vorwiegend an die Tonminerale Illit und Smectit gebunden, während Zirkonium und Strontium überwiegend mit detritischen Nichttonmineralen und Mangan, Eisen und Chrom teils mit detritischen Mineralen und teils mit neugebildeten Oxid- und Hydroxidphasen verknüpft sind.

Die Smectit/Illit - Verhältnisse in verschiedenen Korngrößenfraktionen und die Mengenverhältnisse des Smectits in verschiedenen Korngrößenfraktionen der Proben werden dazu verwendet, um Trends in der Abfolge brackischer und mariner Schichten sowie in der gesamten Zyklenabfolge der pleistozänen Schichten des Arbeitsgebiets aufzuzeigen.
Deutliche Trends werden in einem genetisch/diagenetischen Modell verarbeitet: im Bereich des NW-Kanaleinschnitts wird in Brackphasen grober (oder in gröberen Aggregaten) Smectit zugeführt, der dann in den darauffolgenden Marinphasen infolge mehrfacher Umlagerung zerkleinert; im Stufenland von Korinth wird in Brackphasen illitreicher Detritus zugeführt. Bodenbildungsprozesse (Degradation) im Verlaufe der Brack-Phasen sowie Aggradation während der Marinphasen (verbunden mit Mineralumbildungen) führen zu weiteren

Änderungen der Tonmineralverhältnisse in den einzelnen Korngrößenfraktionen.

Die Reaktion der Spurenelemente auf die wechselnden Ablagerungsmilieus ist wegen der relativ kurzen Zeiträume gering und nur an jenen Elementen nachprüfbar, deren Trägerminerale eingrenzbar und quantitativ erfassbar sind (Rb, Li und Zn).
Die Spurenelementverteilungen lassen auf keine Environment - spezifischen Unterschiede schließen. Für die von Zyklus zu Zyklus abnehmenden Li/Rb- und Li/K_2O- Verhältnisse der Proben wurde mehrfache Umlagerung, die sich wegen der unterschiedlichen Mobilisierbarkeit der einzelnen Elemente und der unterschiedlichen Affinität der Trägerminerale für diese Elemente verschiedenstark auswirkt, wahrscheinlich gemacht.

4.7 MODELLE ZUM QUARTÄR-GEOLOGISCHEN BAU DES STUFENLANDES

Zum Quartär-geologischen Bau des Untersuchungsgebiets gibt es in der Literatur zwei kontroverse Modelle:

I. Deutung der Geländestufen als eine sedimentäre Treppung verschiedenalter Terrassen infolge glacio-eustatischer Meeresspiegelschwankungen und/oder tektonischer Hebung des Peloponnes.
II. Deutung der Geländestufen als Bruchstufen, die beim tektonischen Zerbrechen einer einzigen pleistozänen Sedimentplatte entstanden sind.

Das Modell I (erstmals angeklungen bei CURTIUS, 1852) wird in letzter Zeit vor allem von SCHRÖDER (1975) vertreten (s. Abb. 47 a). SCHRÖDER (1975, S. 150) lehnt das Modell II deswegen ab, weil die nach diesem Modell zu erwartenden Randstörungen nicht zu beobachten sind, und weil seiner Meinung nach faunistische Belege, die für die Einstufung der einzelnen Geländestufen ins Tyrrhen dienten (vgl. v.FREYBERG 1973, s.u.), von zweifelhaftem Wert sind. Für das Modell I spricht nach SCHRÖDER (1975, S. 152), daß zwischen den einzelnen Stufen "Kliffkontakte" zu beobachten sind (vgl. "Kliffkontakt" an der Straße nach Argos , SCHRÖDER 1975, Abb. 3)

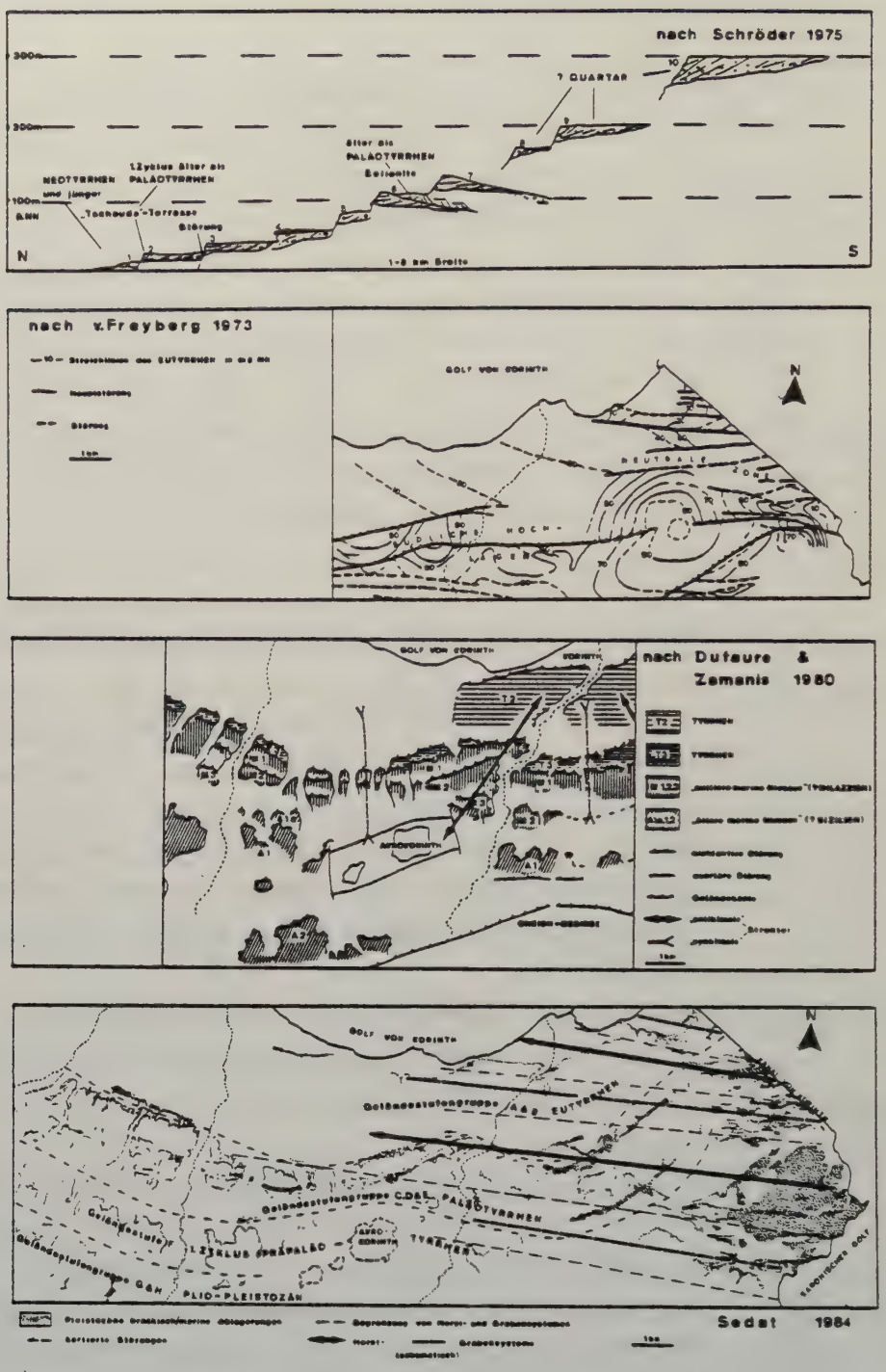


Abb. 47 Der Quartärgeologische Bau des Stufenlandes von Korinth nach der Meinung verschiedener Bearbeiter:

a. SCHRÖDER (1975)
b. v. FREYBERG (1973)
c. DUFAURE & ZAMANIS (1980)
d. Auffassung des Verfassers

V.FREYBERG (1973, 1976) vertritt das Modell II, das auf PHILIPPSON (1890) zurückgeht. Er stellt aufgrund faunistischer Belege (**Natica lactea, Spondylus gaederopus** in besonderer Größe und Form) die pleistozänen Ablagerungen der Stufen A und C sowie die Stufen D, E und F ins Tyrrhen II (= Eutyrrhen) und entwirft für die Basis dieser Schichten einen Streichlinienplan (s. Abb. 47 b). Auf der Grundlage dieses Planes und der im Bereich des Kanaleinschnitts beobachteten Störungen sowie deren interpretierten Verläufen im Stufenland ergibt sich für das Arbeitsgebiet eine nach S ansteigende Treppe aus schwach nach E geneigten Bruchschollen.

Im Gegensatz zu v.FREYBERG und in Übereinstimmung mit SCHRÖDER (1975) sehen DUFAURE & ZAMANIS (1980) die Stufen als Abfolge verschiedenalter Terrassen an, gliedern diese Abfolge jedoch im Unterschied zu letztgenanntem Autor in "Geländestufenfamilien" (s. Abb. 47 c), die klassischen Transgressionszyklen (Tyrrhen, Milazzien, Sizilien) zugeordnet werden. Den überwiegenden Teil der Geländestufenkanten deuten sie als alte Klifflinien ("falaises mortes") und erklären das Auftreten mehrerer Terrassen innerhalb eines Zyklus mit der raschen tektonischen Hebung des Peloponnes und mit kurzzeitigen Regressionsphasen. Niveauhöhenschwankungen in den verschiedenen Geländestufen führen DUFAURE & ZAMANIS (1980) auf tektonische Bewegungen zurück und fassen sie zu etwa N-S- streichenden "syn- und antiklinalen Strukturen" zusammen (vgl. Abb. 47 c).

In der vorliegenden Arbeit konnten die Geländestufen aufgrund fazieller, faunistischer, Gelände-geologischer und diagenetischer Kriterien in Geländestufengruppen eingeteilt werden. Im Unterschied zu DUFAURE & ZAMANIS (1980) mußte die Geländestufengruppe C-D-E aufgrund von Stromben-Funden in Ablagerungen der Stufe E ins Paläotyrrhen eingestuft werden.
Sowohl die Niveauhöhenänderungen der verschiedenen Geländestufen (vgl. Abb. 27) als auch die kartierten quartären Störungen können in ein (den Großgraben von Korinth gliederndes) etwa E-W- streichendes Horst-Graben-System eingepaßt werden (schematisch dargestellt in der Abb. 47 d, vgl. auch Profilschnitt A-A' im Anhang), das aus einem Grabensystem im Bereich des NW-Kanals, einem weiteren im Bereich des SE-Kanals und des nach W anschließenden Lepesi-Tals, und einem dritten im Bereich des Tals von Kenchrä (vgl. geol. Karte) besteht. Der nördlichere der beiden dazwischen liegenden Horst-Systeme stimmt mit

dem von PHILIPPSON (1890) erstmals erwähnten "Scheiderücken" im Kanaleinschnitt überein.
Die starke tektonische Verkippung der pleistozänen Sedimentplatte im Gebietsdreieck zwischen Kira Wrissi, Xilokerisa und Kenchrä nach SE oder die allgemein stärkere tektonische Deformation des östlichen gegenüber dem westlichen Teil des Arbeitsgebiets (vgl. Abb. 45) kann durch dieses Modell noch nicht befriedigend erklärt werden.
Möglicherweise sind diese starken Deformationen auf die Kreuzung eines NE-SW-streichenden Grabensystems zwischen Oneion-Gebirge und Akrokorinth , deren Ränder während des Quartär noch aktiv waren (v.FREYBERG 1973) mit dem E-W-streichenden Großgraben von Korinth zurückzuführen.
Basierend auf dem genannten Modell ist in der Abb. 48 die erdgeschichtliche Entwicklung des Stufenlandes von Korinth am Beispiel der Profilschnitte A-A', C-C' und D-D' (vgl. Anhang 6.1) dargestellt. Der Entwicklungsstand wird in 6 Stadien wiedergegeben:

① am Ende des Zyklus II
② am Ende des Zyklus III
③ am Ende des Zyklus V
④ zu Beginn des Zyklus VI
⑤ am Ende des Zyklus VII
⑥ Geländestufen heute

Um die tektonische Enstehung der Teilstufen westlich Alt-Korinth zu erläutern, ist in Abb. 48a der Zusammenhang zwischen Teilstufen und mehrfachem Brack - Marin - Wechsel am Beispiel der Zyklen III-V im Profilschnitt D-D' dargestellt. Die tektonische Entwicklung des Arbeitsgebiets ist durch überwiegend "en bloc"-Hebung im Westteil und durch überwiegend Bruchtektonik im Ostteil gekennzeichnet. Im Westteil sind tektonische Bewegungen auf den Bereich des Akrokorinth beschränkt (vgl. Abb. 48, Profilschnitte C-C'). Bereits während der Ablagerung der Schichten des Zyklus II zeichnet sich eine Zweiteilung des Ostteils ab: Der Südteil wird nach Ablagerung limnisch-brackischer Sedimente (Untere Limni-Fluviatil-Folge) und geringmächtiger mariner Arenite und Mergel herausgehoben und großflächig mit äolischen Oolithen bedeckt (Abb. 48, Profilschnitt A-A', ①). Die weitere tektonische Entwicklung dieses Teils kann dann nicht mehr genau rekonstruiert werden, da jüngere Ablagerungen als die des Zyklus II hier fehlen. Letzteres läßt mindestens darauf schließen, daß dieses

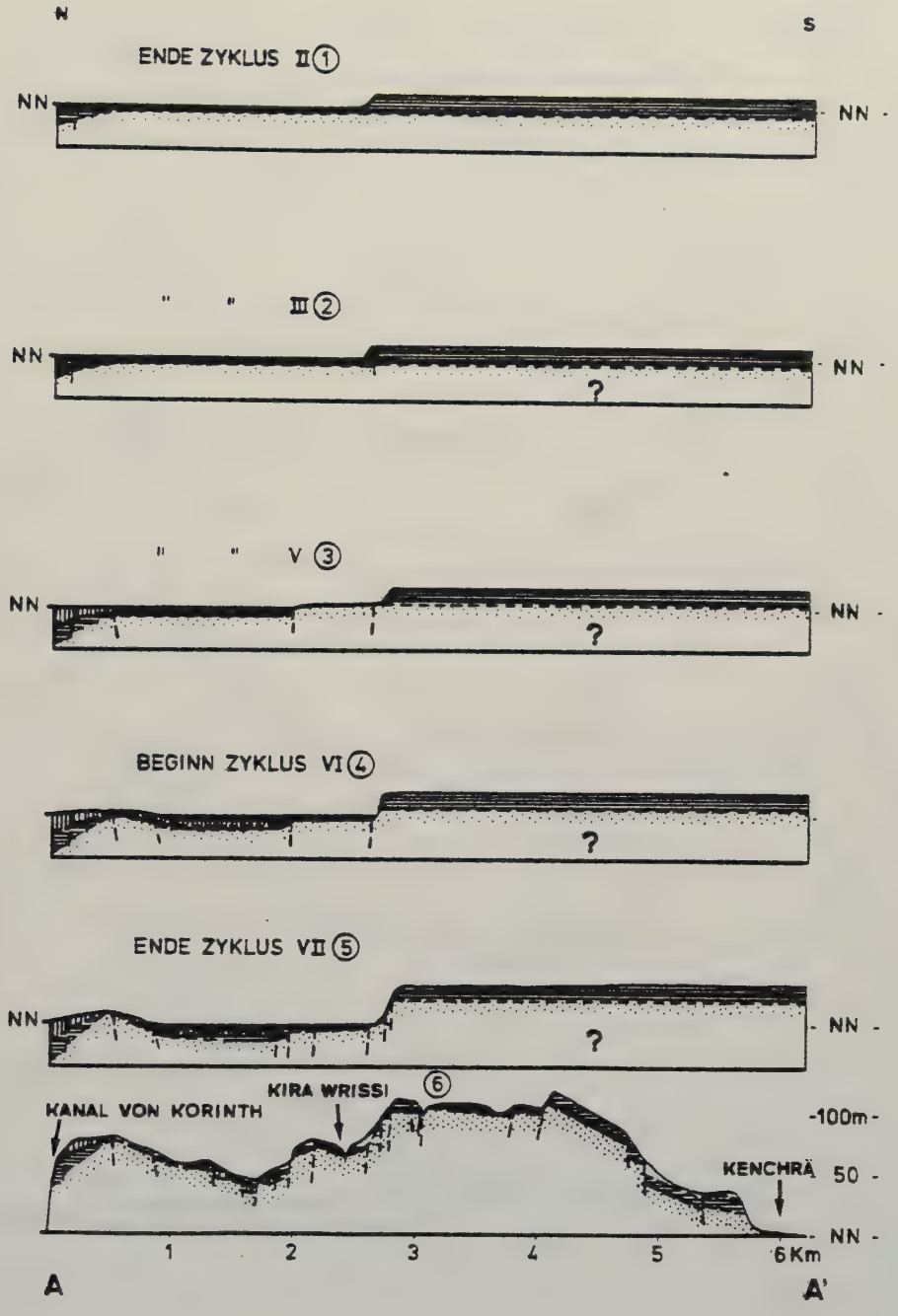


Abb. 48 Bildunterschrift siehe nächste Seite. Das "?" soll zum Ausdruck bringen, daß die tektonische Entwicklung im Verlaufe der Phasen 2 - 5 in diesem Bereich wegen fehlender Kriterien nicht rekonstruiert werden kann.

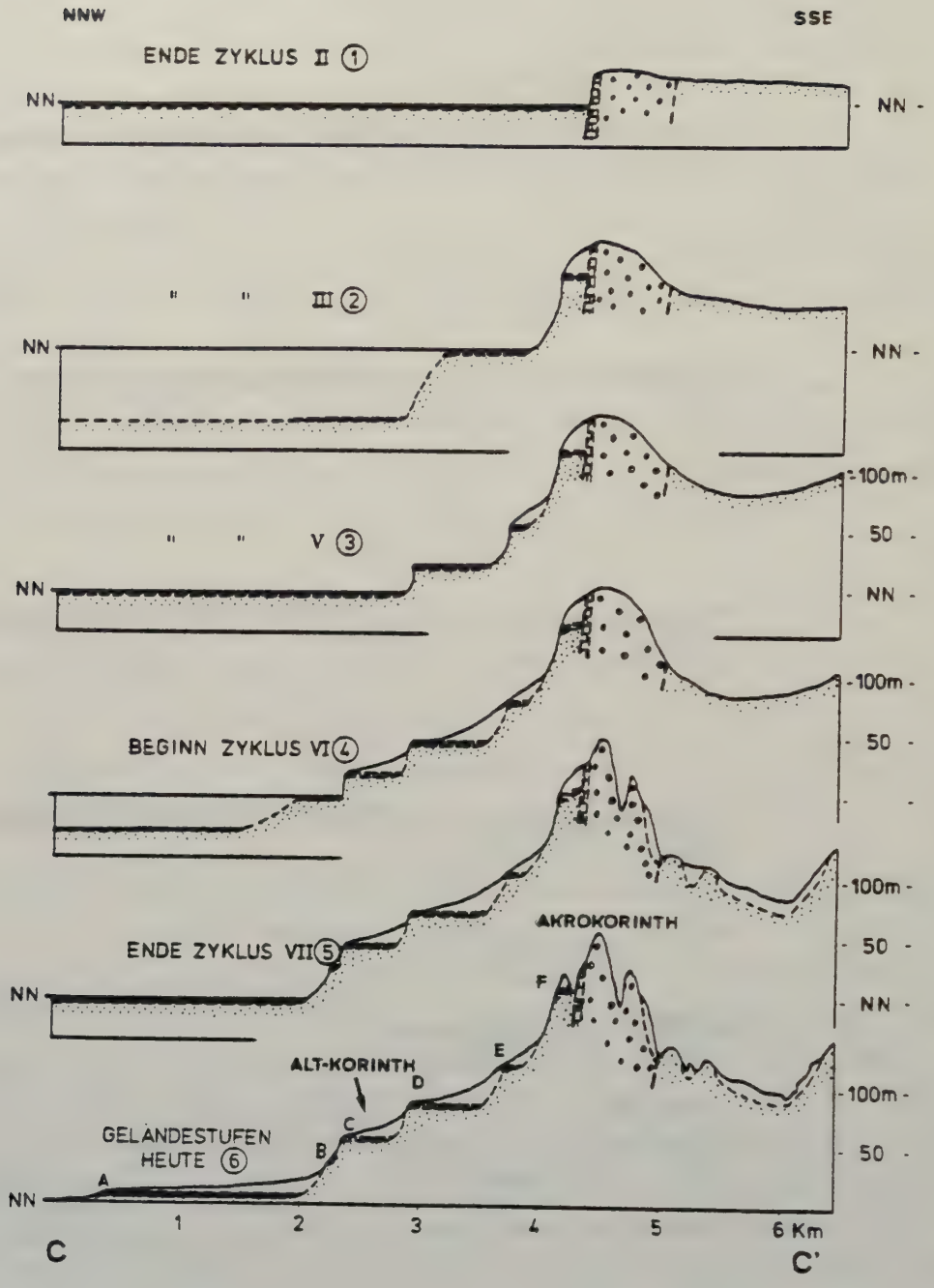


Abb. 48 Schematische Darstellung der erdgeschichtlichen Entwicklung des Arbeitsgebiets in 6 Stadien am Beispiel der 10-fach überhöhten Profilschnitte A - A', C - C' und D - D' (zur genauen Lage dieser Profillinien s. geologische Karte). Die Signaturen entsprechen denen der geologischen Karte; zur Zyklengliederung vgl. Abb. 21 und 44.

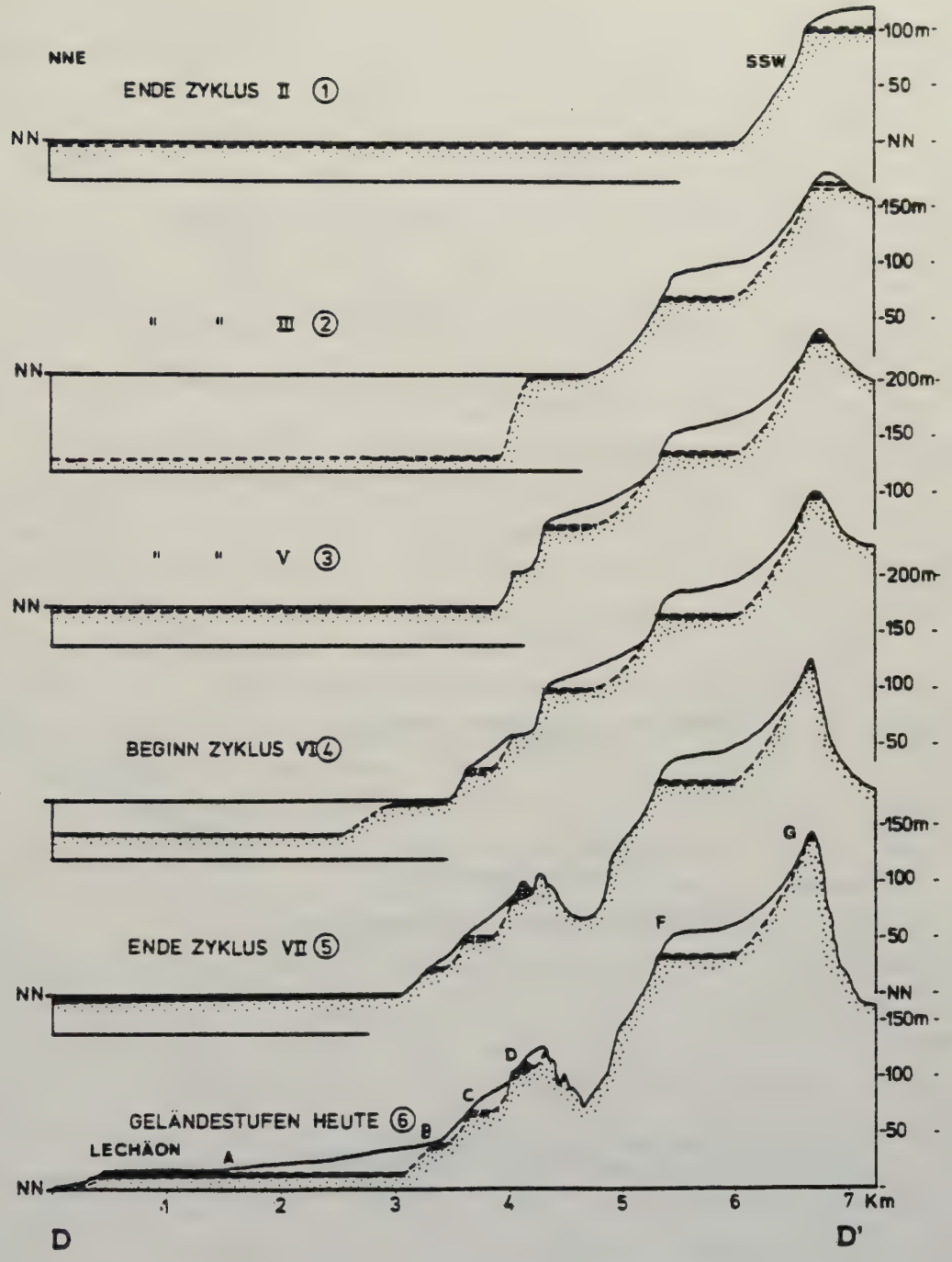


Abb. 48 Bildunterschrift siehe vorangegangene Seite. Die erdgeschichtliche Entwicklung dieses Bereiches des Stufenlandes im Verlaufe der Phasen 2 und 3 ist in der Abb. 48 a im Detail dargestellt.

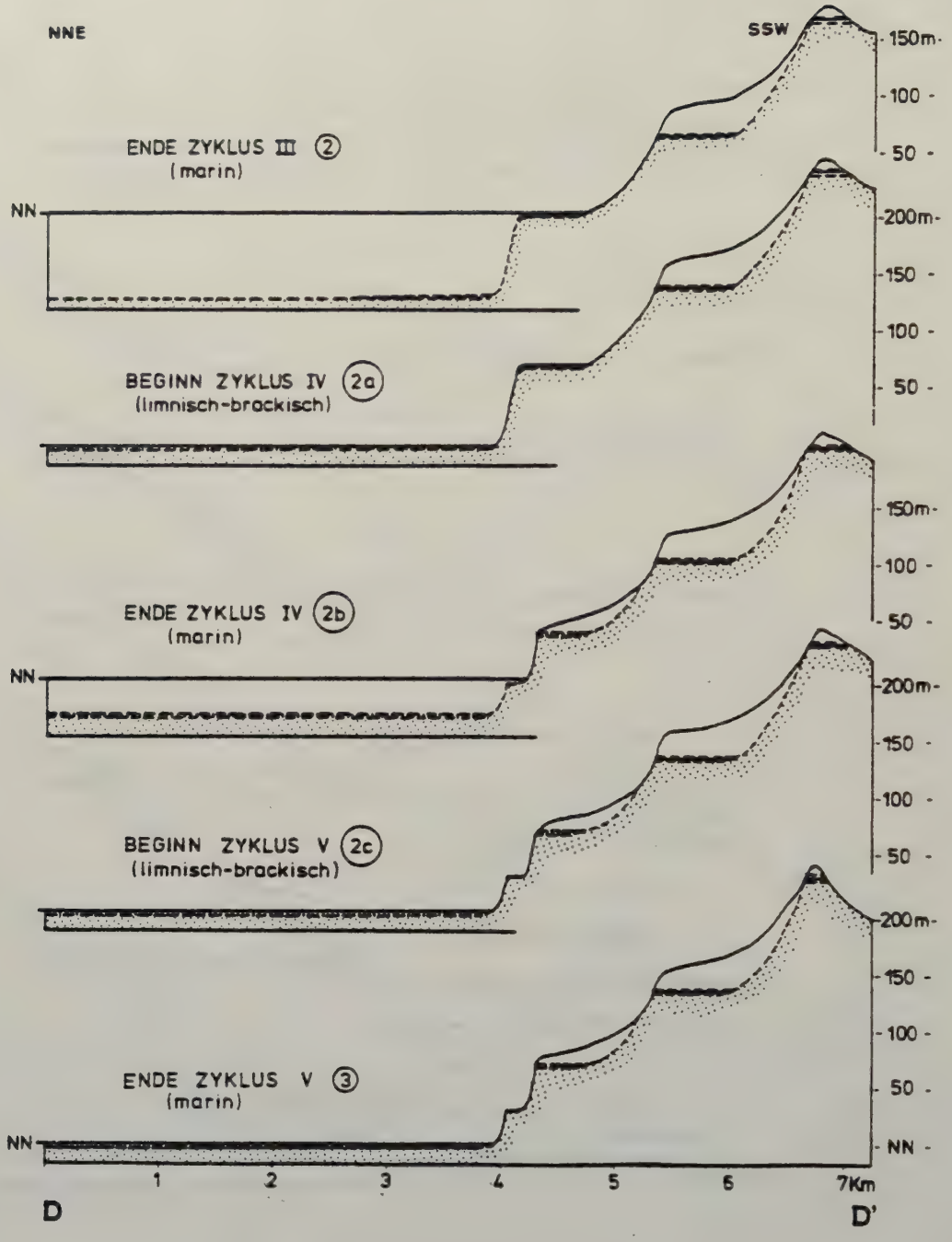


Abb. 48 a Schematische Detailskizze der erdgeschichtlichen Entwicklung im Profilschnitt D - D' (vgl. Abb. 48; zur genauen Lage dieser Profillinie s. geologische Karte) im Verlaufe der Phasen 2 und 3 . Die Signaturen entsprechen denen der geologischen Karte; zur Zyklengliederung vgl. Abb. 21 und 44.

Teilgebiet im Anschluß an den Zyklus II immer oberhalb von NN gelegen hat. Die Entwicklung einer Grabenstruktur bei Kenchrä, wie sie in Abb. 48 (Profilschnitt A-A', ⑥) dargestellt ist, ist wohl schon früh angelegt, da in diesem Bereich S-vergente Rutschungen im Korinthischen Mergel zu finden sind und z.T. mächtige fluviatile Sedimente (Obere Limni-Fluviatil-Folge, vgl. Kap. 2.2.3.2.2) abgelagert wurden, die weiter nördlich fehlen. Das nördliche Teilgebiet blieb nach Abschluß des Zyklus II Sedimentationsgebiet. Zwischen Kira Wrissi und dem Scheiderücken im Kanaleinschnitt entwickelte sich ein Grabensystem (vgl. Abb. 48, Profilschnitt A-A', ⑥), an dessen Rändern die Sedimente nur geringmächtig ausgebildet bzw. wieder erodiert wurden.
Die Bildung der Geländestufen im mittleren und westlichen Teil des Arbeitsgebiets (s. Abb. 48 und 48a, Profilschnitte C-C' und D-D') hängt im wesentlichen von der "en bloc"-Hebung des gesamten Gebietes und von dem Wechsel der Trans- und Regressionen ab. Tektonische Teilbewegungen sind zwar in diesem Gebiet vorhanden aber für die Bildung der Geländestufen von untergeordneter Bedeutung. Insbesondere die Stufen C, D und E mit den Zyklen III-V spiegeln die mehrfachen Wasserspiegelschwankungen wider: Der Zyklus III beginnt mit limnisch-brackischen Ablagerungen, die jedoch wegen des relativ niedrigen Wasserspiegelniveaus nur im Bereich der Stufe C ausgebildet sind. Die anschließende marine Phase transgrediert weiter ins Landesinnere und lagert marine Schichten in strandnaher Fazies im Bereich der Stufe E ab (vgl. Abb. 48, Profilschnitte C-C' und D-D' ②). Gleichzeitig werden im Bereich der Stufe C marine Mergel sedimentiert. Die Zyklen IV und V verlaufen ähnlich wie der Zyklus III jedoch mit dem Unterschied, daß wegen stetiger "en bloc"-Hebung und/oder schwächerer Klimaoptima ihre marinen Transgressionen stets niedrigere Niveaus erreichen und dadurch Brandungskliffs vor dem nächsthöheren Niveau schaffen (s. Abb. 48, Profilschnitte C-C' und D-D' ③; Abb. 48a ②a - ③). Als Ursache für die Aufspaltung der Stufen C und E in Teilstufen, die im Westen des Untersuchungsgebiets ausgeprägt ist, wird die stärkere Zufuhr klastischen Materials und die im Vergleich zum mittleren Teil des Gebietes stärkere "en bloc"-Hebung gedeutet; denn so konnten auch relativ kurzzeitige Ruhestände des Wasserspiegels durch Kliffs und strandnahe Ablagerungen konserviert werden.
Im Unterschied zu den vorangegangenen Zyklen sind Brack- und Marinschichten des Zyklus VI in zwei Geländestufen (A und B) ausgebildet und weitgehend erhalten. Dies mag darauf zurückzuführen

sein, daß kein deutlicher Niveauunterchied zwischen der Brack- und der Marinphase herrschte. Möglicherweise hat der marine Wasserspiegel nur kurzzeitig die Höhe der Stufe C erreicht, wie es wenige Ablagerungsreste, die der Stufe C im Bereich des Solomos-Tals angelagert sind (vgl. Kap. 2.2.3.1.4), vermuten lassen. Die marine Phase des abschließenden Zyklus VII hat wie die vorausgegangenen wiederum nur ein niedrigeres Niveau erreicht, sodaß Ablagerungen dieses Zyklus nur in der Stufe A zu finden sind. Die Schichtenfolge der Stufe A zeigt an (vgl. Kap. 2.2.3.1.1), daß es gegen Ende des Zyklus zur verstärkten Ooidbildung gekommen ist. Ooide wurden möglicherweise auf der gesamten Fläche der Stufe A gebildet, dann infolge zunehmender Verflachung ausgeblasen und in dem Oolithdünenzug der Stufe D akkumuliert.

5. LITERATURVERZEICHNIS

ALEXANDERSSON, T.: Recent litoral and sublitoral high-Mg calcite lithification in the Mediterranean. - Sedimentology 12 , 47-61, Oxford 1969.

ANAPLIOTIS, K.: Les couches à Strombes à l'île d'Armathia (region de Cassos). - Prakt. Acad. Ath. 38 , 137-143, Athen 1963.

- : Die Tyrrhenischen Schichten auf den Eiländern Pyrgusa und Jali (Gebiet von Nisyros). - Prakt. Acad. Ath., 41 , 271-280, Athen 1967.

BAILEY, S.W.: Structures of Layer Silicates. - In: BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. (Ed.): Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification. - Min. Soc., Monogr. No. 5, 2-123, London 1980.

BATHURST, R.G.C.: Diagenetic fabrics in some British Dinantian limestones. - Liverpool Manchester Geol. J. 2 , 11-36, Liverpool 1958.

- : The cavernous structure of some Mississippian Stromatactis reefs in Lancashire, England. - J. Geol., 67 , 506-521, Chicago 1959b.

- : Carbonate sediments and their diagenesis. - Dev. i. Sedimentology 12 , 1-620, Amsterdam 1971.

BETTENSTAEDT, F.: Zit. in: GARAGUNIS, C.: Geologie und Tektonik im Bereich des Kanals und der Umgebung von Korinth. - Ann. Geol. des Pays Hell. 18 , 147-192, Athen 1967.

BISCAYE, P.E.: Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. - Geol. Soc. Amer. Bull. 76 , 803-832, New York 1965.

BONADONNA, F. & BIGAZZI, G.: Studi sul Pleistocene del Lazio; VIII: datazione di tufi inter-tirreniani della zona di Cerveteri (Roma) mediante il metodo delle trace di fissione. - Boll. Soc. Geol. Ital. 89 , 463-473, Rom 1970; zit. in: BONIFAY (1975).

BONIFAY, E.: "Ere quaternaire": definition, limites et subdivisions

sur la base de la chronologie mediterraneenne. - Bull. Soc. Geol. de France 7 , XVII, No. 3, 380-393, Paris 1975.

BORGER, K.: Der Unterbau des Neogen nördlich des Isthmus von Korinth (Gerania - Gebirge / Griechenland). - 1-151, Diss. Univ. Bochum 1976.

BORNOVAS, J., LALECHOS, N. & FILIPPAKIS, N.: Geological Map of Greece, 1:50000, Korinthos Sheet. - Athen 1972.

BOUSQUET, B., DUFAURE, J.-J., KERAUDREN, B., PECHOUX, P.-Y., PHILIP, H. & SAUVAGE, J.: Essai de correlations stratigraphiques entre les facies marins, lacustres et continentaux du Pleistocene de Grèce. - Bull. Soc. Geol. de France 7 , XVIII, No. 2, 413-418, Paris 1976.

BRINDLEY, G.W.: Order - Disorder in Clay Mineral Structures. - In: BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. (Ed.): Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification. - Min. Soc., Monogr. No. 5, 125-197, London 1980.

BRUNNACKER, K.: Zur Bodengeschichte im Quartär bei Korinth / Griechenland. - Erlanger geol. Abh., 95 , 161-167, Erlangen 1973.

CAROZZI, A.V.: Cerebroid oolites. - Acad. Trans. of Science 55 , 238-249, Illinois 1962.

CARROLL, D. & STARKEY, H.C.: Effect of seawater on clay minerals. - Clays and Clay Minerals, 7th Nat Conf., 80-101, London 1960.

CHAVE, W.A.: Aspects of the biogeochemistry of magnesium. 1. Calcareous marine organisms. - J. Geol. 62 , 266-283, Chicago 1954a.

COLLINS, A.G.: Geochemistry of oilfield waters. - 1-495, Amsterdam - Oxford - New York 1975.

CURTIUS, E.: Peloponnesos. Eine historisch-geographische Beschreibung der Halbinsel. - 1. Bd.: Gotha 1851; 2. Bd.: Gotha 1852; zit. in:

v.FREYBERG 1976.

DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J.: An Introduction to the Rock Forming Minerals. - 1-528, London 1966.

DEGENS, E.T. & ROSS, D.A.: Chronology of the Black Sea over the last 25000 years. - Chem. Geol. 10 , 1-16, Amsterdam 1972.

DEPERET, C.: Observations sur l'histoire geologique pliocene et quaternaire du golfe et de l'isthme de Corinthe. - C. R. Hebd. Acad. Sci. 156 , 427-431, 659-663, 1048-1052, Paris 1913; zit. in: v.FREYBERG 1973.

- : Essai de coordination chronologique de temps quaternaire. - C. R. Hebd. Acad. Sci. 166 , 480-486, 636-641, 884-889; 167 , 418-422, 979-984; 168 , 868-873; 170 , 159-163; 171 , 212-218, Paris 1918-1920; zit. in: v.FREYBERG 1973.

DICKSON, J.A.D.: Carbonate identification and genesis as revealed by staining. - J. Sed. Petrol. 36 , 491, Tulsa 1966.

DUFAURE, J.-J., KERAUDREN, B. & SEBRIER, M.: Les terrasses de Corinthie (Grêce): Chronologie et deformations. - C. R. Hebd. Acad. Sci. 281 , 1943-1945, Paris 1976.

- & ZAMANIS, A.: Styles neotectoniques et etagements de niveaux marins quaternaires sur un segment d'arc insulaire, le Peloponnêse. - Coll. CNRS, 77-107, Paris 1980.

DUNHAM, R.J.: Meniscus cement. - In: BRICKER, O.P. (Ed.): Carbonate Cements, 207-300, Baltimore 1971 (Bermuda - Symposium 1969).

EBERZIN, A.G.: Cardiides du Pliocêne d'SSSR. - Traveaux de l'Institut de Paleontologie de l'Acad. de Sces d'SSSR, t 112, 5, 1-168, Moscou 1967.

EICHWALD, E.J. von: Lethea Rossica, ou paleontologie de la Russie. - V.2., 1-1304, Stuttgart 1866-69; zit. in: T.FUCHS (1877).

EVAMY, B.D. & SHEARMAN, D.J.: The application of chemical staining techniques in the study of diagenesis in limestones. - Proc. Geol. Soc. 1599 , 102, London 1962.

- : The development of overgrowth from echinoderm fragments. - Sedimentology 5 , 211-233, Oxford 1965.

FERGUSON, J. & IBE, A.C.: Some aspects of the occurrence of proto-Kerogen in recent ooids. - J. Petr. Geol. 4 , (3), 267-285, Amsterdam 1982.

FLANAGAN, F.J.: Reference samples for the earth sciences. - Geochim. Cosmochim. Acta 38 , 1731-1744, London 1974.

FOLK, R.L. & LAND, L.S.: Mg/Ca Ratio and Salinity: Two controls over Crystallization of Dolomite. - Am. Ass. Petr. Geol. Bull. 59 , 60-68, Tulsa 1975.

FREYBERG, B. von: Der Isthmus von Korinth als Kippschollenkreuzung. - N. Jb. Min. Mh. 1949B , 333-336, Stuttgart 1949.
- : Der Bau des Isthmus von Korinth. - Ann. Geol. Pays Hell. 4 , 157-188, Athen 1952.
- : Stratigraphische Forschungsergebnisse im Plio-Pleistozän des Isthmus von Korinth. - Bull. Geol. Soc. Greece 8 , (1), 82-91, Athen 1971.
- : Geologie des Isthmus von Korinth. - Erlanger geol. Abh. 95 , 5-160, Erlangen 1973.
- : Über die Bruchstufen von Korinth. - N. Jb. Geol. Pal. Mh. 1976 , 423-431, Stuttgart 1976.

FRIEDMAN, G.M.: Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. - J. Sed. Petrol. 34 , 777-813, Tulsa 1964.
- & GAVISH, E.: Mediterranean and Red Sea (Gulf of Aqaba) Beachrocks. - In: BRICKER, O.P. (Ed.): Carbonate Cements, 13-16, Baltimore 1971 (Bermuda - Symposium 1969).

FUCHS, E.: L'isthme de Corinthe, sa constitution geologique, son percement. - Assoc. franc. pour l'avancement des Sci., 16. sess., Toulouse 1887, 2. partie, 431-458. Paris 1888.

FUCHS, T.: Studien über die jüngeren Tertiärbildungen Griechenlands. - Denkschr. Math. Naturw. Kl. Kaiserl. Akad. Wiss. 37 , 1-42, Wien 1877.

FÜCHTBAUER, H.: Karbonatgesteine. - In: FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (Ed.): Sedimente und Sedimentgesteine, 275-417, Stuttgart 1970.

- & GOLDSCHMIDT, H.: Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. - Geol. Rundschau 55 , 29-40, Stuttgart 1965.

GIBBS, R.J.: Clay mineral segregation in the marine environment. - J. Sed. Petrol. 47 , (1), 237-243, Tulsa 1977.

GIGOUT, M.: Sur le Tyrrhenien de la Mediterranee occidentale. - Quaternaria, VI, 209-228, Rom 1962.

GILLET, S.: Sur la presence d'elements caspique dans la faune quaternaire de Corinthe. - C. R. Somm. et Bull. Soc. Geol. France, 5. ser. 8 , (10), 163-164, Paris 1938.

- : Contribution à l'histoire du bassin mediterraneen et euxinique au Neogène et au Quaternaire. - Bull. Serv. Carte Geol. Als.-Lorr. 10 , (2), 49-59, Strasbourg 1957.
- : Essai de paleogeographie du Neogène et du Quaternaire inferieure d'Europe orientale. - Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam. 4 , (2), 218-250, Paris 1961; zit. in: KERAUDREN 1970-72.
- : Nouvelles donnees sur le gisement villafranchien de Nea-Corinthos. - Prakt. Acad. Ath. 38 , 400-419, Athen 1963.
- : Quelques remarques sur le Cardium tenue FUCHS. - Erlanger geol. Abh. 95 , 169, Erlangen 1973.

GINSBURG, R.N., SCHROEDER, J.H. & SHINN, E.A.: Recent synsedimentary cementation in subtidal Bermuda Reefs. - In: BRICKER, O.P. (Ed.): Carbonate Cements, 54-58, Baltimore 1971 (Bermuda-Symposium 1969).

GOLDSCHMIDT, V.M. & PETERS, C.: Zur Geochemie des Bors, I,II. - Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Physik. Kl. III, 402-407; IV, 528-545, Göttingen 1932.

GRIM, R.E.: Clay mineralogy. - 1-596, New York 1968.

- & JOHNS, W.D.: Clay mineral investigation of sediments in the northern Gulf of Mexico. - Clays and Clay Minerals, Proc. 2nd Nat. Conf., 81-103, Washington 1954.
- & LOUGNAN, F.C.: Clay minerals in sediments from Sydney Harbour,

Australia. - J. Sed. Petrol. 32 , 240-248, Tulsa 1962.

GRUNAU, H.R.: Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. - Eclog. Geol. Helv. 58 , 157-208, Basel 1965.

HALLAM, A. & PRICE, N.B.: Environmental and biochemical control of strontium in shells of **Cardium edule**. - Geochim. Cosmochim. Acta 32 , 319-328, London 1968.

HANSHAW, B.B.: Cation - exchange constants for clays from electrochemical measurements. - Clays and Clay Minerals 12 , 397-422, London 1964.

HARDER, H.: Inwieweit ist das Bor ein marines Leitelement? - Fortschr. Geol. Rheinl. Westf. 10 , 239-252, Krefeld 1963.

HERFORTH, A. & RICHTER, D.K.: Eine pleistozäne tektonische Treppe mit marinen Terrassensedimenten auf der Perachora - Halbinsel bei Korinth (Griechenland). - N. Jb. Geol. Pal. Abh. 159 , (1), 1-13, Stuttgart 1979.

HIRST, D.M. & NICHOLLS, G.D.: Techniques in sedimentary geochemistry: Separation of the detrital and non-detrital fractions of limestones. - J. Sed. Petrol. 28 , 468-481, Tulsa 1958.

ILLING, L.V.: Bahamian calcareous sands. - Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 38 , 1-95, Tulsa 1954.

JAMES, N.P.: Holocene and Pleistocene calcareous crusts (Caliche) Profiles: Criteria for subaerial exposure. - J. Sed. Petrol. 42 , (4), 817-836, Tulsa 1972.

JOUSSEAUME, F.: Examen d'une serie de fossiles provenent de l'isthme de Corinthe. - Bull. Soc. Geol. de France, 3. ser. 21 , 394-405, Paris 1893.

KEITH, M.L. & DEGENS, E.T.: Geochemical indicators of marine and freshwater sediments. - In: ABELSON, P.H. (Ed.): Research in Geochemistry, 38-61, New York 1959.

KENNEDY, W.J. & HALL, A.: The influence of organic matter on the preservation of aragonite in fossils. - Proc. Geol. Soc. 1643 , 253-255, London 1967.

KERAUDREN, B.: Les Formations Quaternaires Marines de la Grece. - Bull. Musee d'Anthrop. Prehist. de Monaco, 1.partie: 16 , 5-154, 1970; 2.partie: 17 , 87-169, 1971; 3.partie: 18 , 245-279, Monaco 1972.

KINSMAN, D.J.J. & HOLLAND, H.D.: The co-precipitation of cations with $CaCO_3$. IV: The co-precipitation of Sr^{2+} with aragonite between 16° und 90°C. - Geochim. Cosmochim. Acta 33 , 1-17, London 1969.

KOLESNIKOV, V.P.: Akchagylskie i Apsheronskie Mollyuski. - Paleontologia SSSR, Tom X, III, 12, 1-286, Moskau - Leningrad 1950.

KOLLMANN, H.A.: Pliozäne Brack- und Süßwasserfossilien vom Isthmus von Korinth. - Erlanger geol. Abh. 95 , 171-173, Erlangen 1973.

KONISHI, K. & SAKAI, H.: Fibrous aragonite of freshwater origin in sealed Pliocene **Glycimeris yessoensis**. - Jap. J. Geol. Geogr. 42 , 19-30, Tokyo 1972; zit. in: SCHROEDER 1973.

LAND, L.S.: Diagenesis of metastable skeletal carbonates. - Thesis, Marine Sci. Center, Lehigh Univ., 1-141, Bethlehem 1966; zit. in: BATHURST 1971.

- , MACKENZIE, F.T. & GOULD, S.J.: Pleistocene history of Bermuda. - Geol. Soc. Am. Bull. 78 , 993-1006, New York 1967.

LANDERGREN, S.: Contibution to the geochemistry of boron. - Ark. Kem. Miner. Geol., Ser.A, 19 , 25-26, 1945; zit. in: HARDER 1963.

MELENTIS, J.K.: Studien über fossile Vertebraten Griechenlands. 2.: Die Dentition der pleistozänen Probocidier des Beckens von Megalopolis im Peloponnes (Griechenland). - Ann. Geol. Pays Hell. 12 , 152-262, Athen 1961.

MILLIMAN, J.D.: Marine Carbonates. Recent Sedimentary Carbonates, Part 1. - 1-375, Berlin - Heidelberg - New York 1974.

MILLOT, G.: Geologie des Argiles. - 1-499, Paris 1964.

MITZOPOULOS, M.K.: Le Quaternaire marin (Tyrrhenien) dans la presqu'ile de Perachora. - Prakt. Acad. Ath. 8 , 286-292, Athen 1933.

MONAGHAN, P.H. & LYTLE, M.L.: The origin of calcareous ooliths. - J. Sed. Petrol. 26 , 111-118, Tulsa 1956.

MOORE, JR. C.H.: Beachrock Cements, Grand Cayman Island, B.W.I.. - In: BRICKER, O.P. (Ed.): Carbonate Cements, 9-12, Baltimore 1971 (Bermuda - Symposium 1969).

MOSSER, C., GALL, J.-C. & TARDY, Y.: Geochimie des illites du Grès á Voltzia du Buntsandstein superieure des Vosges du Nord, France. - Chem. Geol. 10 , 157-177, Amsterdam 1972.

MÜLLER, G.: Methoden der Sedimentuntersuchungen. - 1-303, Stuttgart 1964.

- : "Gravitational" cement: An indicator for the vadose zone of the subaerial diagenetic environment. - In: BRICKER, O.P. (Ed.): Carbonate Cements, 301-302, Baltimore 1971 (Bermuda - Symposium 1969).

NEUMAYR, M.: Über den Bau der Insel Kos und über die Gliederung der jungtertiären Binnenablagerungen des Archipels. - Denkschr. K.K. Akad. Wiss. Math.-Nat. Kl. 40 , 214-314, Wien 1880.

NEUSER, R.D., SIMON, M. & RICHTER, D.K.: Die "neogenen" und quartären Großzyklen im Bereich des Kanals von Korinth (Griechenland). - Bochumer geol. u. geotechn. Arb., 8 , 53-145, Bochum 1982.

OHRDORF, R.: Ein Beitrag zur Geochemie des Lithiums in Sedimentgesteinen. - Geochim. Cosmochim. Acta 32 , 191-208, London 1968.

PHILIPPSON, A.: Der Isthmus von Korinth. - Z. Ges. Erdkde. 25 , 1-98, Berlin 1890.

PORRENGA, D.H.: Clay minerals in recent sediment of the Niger Delta. - Clays and Clay Minerals, Proc. 16th Nat. Conf., 221-233, Oxford - New York 1966.

POTTER, P.E., SHIMP, N.P. & WITTERS, J.: Trace elements in marine und fresh water argillaceous sediments. - Geochim. Cosmochim. Acta 27 , 669-694, London 1963.

PURSER, B.H.: Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestone of the Paris Basin, France. - Sedimentology 12 , 205-230, Oxford 1969.

REYNOLDS, JR. R.C.: Potassium - rubidium ratios and polymorphism in illites and microclines from the clay size fraction of proterozoic carbonate rocks. - Geochim. Cosmochim. Acta 27 , 1097-1112, London 1963.

- & HOWER, J.: The nature of interlayering in mixed-layer illite - montmorillonites. - Clays and Clay Minerals 18 , 25-36, Oxford 1970.

RICHTER, D.K.: Zur subaerischen Diagenese von Echinidenskeletten und das relative Alter pleistozäner Karbonatterrassen bei Korinth (Griechenland). - N. Jb. Geol. Pal. Abh. 146 , 51-77, Stuttgart 1974.

- : Gravitativer Meniskuszement in einem holozänen Oolith bei Neapolis (Süd-Peloponnes, Griechenland). - N. Jb. Geol. Pal. Abh. 151 , 192-223, Stuttgart 1976.

- : Die Stufen der meteorisch - vadosen Umwandlung von Mg-Calcit in Calcit in rezenten bis pliozänen Biogenen Griechenlands. - N. Jb. Geol. Pal. Abh. 158 , 277-333, Stuttgart 1979.

- : Calcareous Ooids: A Synopsis. - In: PERYT, Th. (Ed.): Coated grains. - 71-99, Berlin - Heidelberg 1983.

- & FÜCHTBAUER, H.: Ferroan calcite replacement indicates former magnesian calcite skeletons. - Sedimentology 25 , 843-860, Oxford 1978.

- , HERFORTH, A. & OTT, E.: Pleistozäne Blaugrünalgenriffe mit **Rivularia haematites** auf der Perachorahalbinsel bei Korinth (Griechenland). - N. Jb. Geol. Pal. Abh. 159 , 14-40, Stuttgart 1979.

- & SEDAT, R.: Brackish-water oncoids composed of bluegreen and red

algae from a pleistocene terrace near Corinth, Greece. - In: PERYT, Th. (Ed.): Coated grains. - 299-307, Berlin - Heidelberg 1983.

RUTTE, E.: Kalkkrusten in Spanien. - N. Jb. Geol. Pal. Abh. 106 , 52-138, Stuttgart 1958.

SAUVAGE, J.: Le Plio-Pleistocène de Grèce. - C. R. Hebd. Acad. Sci. 281 , 371-374, Paris 1975.

- : Les etudes palynologiques du Neogène et du Quaternaire en Grèce et leurs applications à la neotectonique des Hellenides (Corinthe, Eubee, Beotie, Phocide et Attique). - Bull. Soc. Geol. de France, XIX, (3), 695-700, Paris 1977.

- & DUFAURE, J.-J.: Sur une flore pretiglienne dans la serie marno-conglomeratique corinthiènne (Peloponnèse, Grèce). - C. R. Hebd. Acad. Sci. 282 , 687-690, Paris 1976.

SCHLANGER, S.O.: Petrology of the limestone of Guam. - U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, 403-D, 1-52, Washington 1964; zit. in: BATHURST 1971.

SCHRÖDER, B.: Bemerkungen zu marinen Terrassen des Quartärs im NE-Peloponnes / Griechenland. - N. Jb. Geol. Pal. Abh. 149 , 148-161, Stuttgart 1975.

SCHROEDER, J.: Submarine and vadose cements in pleistocene Bermuda reef rock. - Sed. geol. 10 , 179-204, Amsterdam 1973.

SCHWERTMANN, U.: Eigenschaften und Bildung aufweitbarer (quellbarer) Dreischicht - Tonminerale in Böden aus Sedimenten. - Beitr. z. Mineral. u. Petrogr., 199-209, Stuttgart 1962.

SMITH, J.V. & YODER, H.S.: Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. - Mineral. Mag. 31 , 209-235, London 1956.

WADA, K.: Allophane and imogolite. - In: SUDO, T. & SHIDOMA, S. (Ed.): Clays and Clay Minerals of Japan, 147-187, Amsterdam - Oxford - New York 1978.

WEAVER, C.E. & POLLARD, L.D.: The chemistry of clay minerals. - Dev.

Sedimentol. 15 , 213 pp., Amsterdam 1973.

WEDEPOHL, K.H. (Ed.): Handbook of Geochemistry. Teil 38-D - Berlin - Heidelberg - New York 1969-78.

WENZ, W.: Handbuch der Paläozoologie. - Berlin 1938.

WIEGMANN, J. & KRANZ, G.: Beitrag zur halbquantitativen Mineralanalyse von Tonen, Kaolinen und ähnlichen Gesteinen mittels röntgenographischer Methoden. - Ber. dt. ker. Ges. 38 , 294-302, Bad Honnef 1961.

WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. - 2. Auflage, Bd. 2, 374 S., Stuttgart 1958.

ZEUNER, F.E.: The Pleistocene Period. - 1-447, London 1959.

6. ANHANG

6.1 GEOLOGISCHE KARTE

6.2 LISTE DER PROFILE UND LOKALITÄTEN

6.3 DATEN DER PETROGRAPHISCHEN UND CHEMISCHEN ANALYSEN

a. Karbonatgehalte, Korngrößenverteilungen der Säure-unlöslichen Reste, halbquantitative Mineralzusammensetzung der Fraktionen < 0.002 mm, 0.002-0.006 mm und 0.006-0.02 mm.
b. Alkali-, Erdalkali- und Eisengehalte der Karbonat-freien Korngrößenfraktionen < 0.002 mm, 0.002-0.006 mm und 0.006-0.02 mm.
c. Spurenelement-Gehalte der Karbonat-freien Korngrößenfraktionen < 0.002 mm, 0.002-0.006 mm und 0.006-0.02 mm.

6.2 LISTE DER PROFILE UND LOKALITÄTEN

Die angegebenen Hoch- und Rechtswerte beziehen sich auf das offizielle topographische Kartenwerk Griechenlands im Maßstab 1:5000 - Blätter Korinth (K) und Sophikon (S). Ausschnitte des Koordinatennetzes sind in der geologischen Karte wiedergegeben.

Lokalität	Blatt	Hochwert	Rechtswert
1	KORINTH	96000	64340
2	K	100240 - 100330	67250 - 67150
3	K	96320	62250
80/4	K	101040	71510
80/6	K	101160	71760
80/7	K	100950	72080
80/30	K	100670	72420
81/2H	K	97950	59080
81/3H	K	95170	59400
81/4H	K	95230	57220
81/5H	K	94940	56810
81/6H	K	95490	56490
81/8H	SOPHIKON	98720	74160
A I	K	100210	62220
A III	K	100270	67410
A VIII	K	99990	68920
A IX	K	99670	69180
A IXa	K	99520	69190
A X	K	99970	69240
A XII	K	100420	69420
A XIII	K	100890	71020
AUTO KOR	K	100750	71850
B V	K	98440	66850
B VI	K	98210	69500
B' I	K	97570	62920

B' II	K	98540	60150
C I	K	97470	64530
C III	K	97700	64920
C VII	K	97800	65530
C VIII	K	97870	65490
C XIX	K	97750	70130
C XXII	K	97940	69520
C'	K	97390	61490
C' I	K	97280	63280
C' III	K	98520	58620
D I	K	97260	65320
D IV	K	97670	66190
D'	K	97150	61450
D' II	K	97500	59850
E III	K	96570	66510
E'	K	96980	61230
E' I	K	97280	59700
E' II	K	97420	58070
E' III	K	98380	56110
E''	K	96640	60950
E'''	K	96110	61390
F III	K	96150	66160
F VI	K	95370	67490
F VII	K	95340	67600
F VIII	K	95310	67690
F'	K	95370	60960
F' I	K	95470	61290
F' II	K	95350	61950
F' IV	K	96470	56990
G	K	94290	60910
I 1	SOPHIKON	95350	75600
I 2	S	95730	75920
I 3	S	95990	76220
I 6	S	96300	76570

I 7	S	96600	76700
I 8	S	96920	76770
KER	K	106980	50840
KE 1	S	97410	76320
KE 2	S	96830	75750
KY 1	S	98100	75040
KY 3	S	97930	75000
KY 4	S	97610	74860
KY 7	S	98300	76000
LE 1	S	98970	75100
LE 2	S	98950	74970
LE 3	S	98920	75230
LE 4	S	98740	74970
LE 5	S	98290	74810
MEER 1	S	96440	77000
MEER 2	S	96820	77280
N	K	96490	72820
SCHR	K	97790	66940
XYL	K	95930	71730

6.3 a Karbonatgehalte, Korngrößenverteilungen der Säure-unlöslichen Reste und halbquantitative Mineralzusammensetzung der Fraktionen < 0.002 mm, 0.002-0.006 mm und 0.006-0.02 mm.

PROBE	MILIEU	KARBONAT	TON	SILT	SAND	MINERALOGISCHE ZUSAMMENSETZUNG											
						< 0.002 mm				0.002-0.006 mm				0.006-0.02 mm			
						Sm	I	Ch+S	Q	Sm	I	Ch+S	Q	Sm	I	Ch+S	Q
		%		%		%											
PLEISTOZÄN - PROBEN																	
STUFE A, PROFIL A I																	
0	terr.	94	66	30	4	35	45	10	10	tr	40	15	45	tr	35	10	55
6o	marin	97	63	21	16	70	25	5	tr	20	25	10	45	10	25	10	55
6m	marin	91	74	21	5	75	20	5	tr	25	40	15	20	20	35	10	35
5	terr.	59	53	44	3	45	40	10	5	45	25	10	20	35	20	10	35
4Kr	marin	94	58	28	14	50	35	10	5	15	30	15	40	10	30	10	50
4n	marin	94	71	25	4	50	30	10	10	15	30	10	45	5	30	10	55
4u	brack.	96	29	37	34	60	25	10	5	40	35	10	15	5	30	10	55
3T	?brack.	64	59	40	1	60	30	5	5	25	35	10	30	20	25	5	50
3	?brack.	65	66	34	0	85	10	tr	5	15	30	10	45	15	25	10	50
3a	?brack.	97	68	24	8	70	25	5	tr	30	40	15	15	15	25	10	50
2	marin	96	42	36	22	55	40	5	tr	30	45	10	15	15	40	15	30
2a	brack.	93	35	27	38	60	30	5	5	10	30	10	50	5	30	10	55
STUFE C, PROFILE C I, III, V, VIII, XVI																	
XVI	terr.	43	71	27	2	90	tr	5	5	50	10	10	30	30	20	20	30
I3a#	brack.	86	18	6	76	50	30	5	15	5	15	tr	80	5	10	5	80
*	brack.					75	20	5	tr								
III6	brack.	96	46	17	37	70	25	5	tr	35	35	10	20	20	25	10	45
III5B#	marin	80	81	73	46	50	30	10	10	10	30	10	50	5	30	5	60
*	marin					90	10	tr	tr								
V3T	marin	80	28	32	40	75	20	5	tr	20	30	10	40	15	25	5	55
III4	marin	77	6	7	87	70	20	5	5	30	30	5	35	15	35	10	40
III4B	brack.	79	8	8	84	50	35	10	5	20	30	10	40	10	30	10	50
III3T	marin	84	12	14	74	70	25	5	tr	30	35	10	25	tr	50	15	35
III3	marin	74	7	8	85	75	25	tr	tr	5	50	5	40	25	20	10	45
III2#	?brack.	77	11	13	76	30	30	5	35	tr	30	5	65	tr	25	5	70
*	?brack.					85	15	tr	tr								
VIII2	marin	75	7	7	86	60	30	5	5	25	25	10	40	10	30	10	50
STUFE F, PROFILE F VI, VIII																	
VI6	marin	94	15	9	76	nd	nd	nd	nd	40	20	5	35	25	30	10	35
VIII6	marin	95	16	11	73	90	10	tr	tr	45	15	5	35	35	25	10	30
VI3	marin	89	15	15	70	70	20	5	5	15	25	10	50	20	20	15	45
VIIIDR	brack.	86	7	18	75	75	25	tr	tr	35	20	5	40	5	20	10	65
VIII3	?brack.	54	32	18	50	80	15	5	tr	10	35	15	40	tr	35	10	55

Sm = Smectit + Mixed Layer, I = Illit, Ch = Chlorit, S = Serpentin, Q = Quarz
tr = Spuren, nd = nicht bestimmt
(*) < 0.0006 mm-Fraktion und (#) 0.0006-0.002 mm-Fraktion einer Probe

Fortsetzung 6.3 a

PROBE	MILIEU	KARBONAT	TON	SILT	SAND	MINERALOGISCHE ZUSAMMENSETZUNG											
						< 0.002 mm				0.002-0.006 mm				0.006-0.02 mm			
						Sm	I	Ch+S	Q	Sm	I	Ch+S	Q	Sm	I	Ch+S	Q
		%		%		%											
GEBIETSDREIECK SE-KANAL - XILOKERISA - KENCHRÄ, PROFILE I 1, 3, 8																	
I1 6	terr.	32	59	38	3	85	5	5	5	40	20	10	30	30	25	10	35
I8 6	terr.	69	38	39	23	80	5	5	10	60	5	10	25	45	5	10	40
I3 5	?marin	51	43	44	13	90	5	5	tr	55	10	10	25	35	30	10	25
I3 2	terr.	43	49	40	11	95	5	tr	tr	50	15	10	25	50	10	5	35
I8 1	brack.	68	9	4	87	90	5	5	tr	25	15	10	50	5	25	20	50
NW-KANALEINSCHNITT, ZYKLEN A - D																	
Db	terr.	68	38	19	43	80	10	10	tr	30	10	15	45	25	15	25	35
Dm	marin	57	9	11	80	65	15	20	tr	25	10	35	30	5	5	65	25
N17	marin	90	18	43	39	65	10	25	tr	25	15	45	15	5	5	75	15
Cb	brack.	96	19	23	58	80	10	10	tr	65	5	15	15	15	5	55	25
N18	brack.	81	8	19	73	50	10	40	tr	20	5	65	10	5	5	80	10
Cm	marin	60	2	6	92	70	10	20	tr	30	10	35	25	10	5	65	20
N19	marin	85	21	66	13	75	15	5	5	35	20	15	30	10	30	20	40
N24	brack.	68	3	4	93	90	tr	10	tr	55	10	20	15	30	10	35	25
Bm	marin	28	4	10	86	60	10	30	tr	30	5	55	10	15	5	75	5
N20	marin	75	8	15	77	80	5	15	tr	35	10	50	5	15	5	65	15
N22	marin	88	4	9	87	45	30	10	15	30	20	25	25	5	15	35	45
Ab	brack.	62	9	26	65	70	15	15	tr	45	10	30	15	15	10	65	10
N30	brack.	80	8	8	84	70	25	5	tr	50	10	30	10	15	15	55	15
Am	marin	67	24	61	15	75	15	10	tr	45	10	25	20	10	10	55	25
PROBEN DES KORINTHISCHEN MERGELS																	
PROFILE A I, III, VII, VIII UND AM SE-RAND DES AKROKORINTH																	
AIMLK	marin	75	55	41	4	80	15	tr	5	30	30	5	35	10	25	5	60
AIIIJ	marin	63	74	25	1	75	15	5	5	20	15	10	55	10	30	10	50
AVIII1	marin	91	32	23	45	20	60	10	10	25	25	10	40	10	25	10	55
AI1Tb	marin	30	57	42	1	90	5	tr	5	55	15	5	25	35	20	5	40
AI1M	marin	66	53	45	2	80	15	tr	5	15	30	15	40	10	25	10	55
AVII1	brack.	49	10	8	82	85	5	5	5	45	20	15	20	25	15	20	40
KMAKRO	brack.	80	59	36	5	75	15	tr	10	20	40	5	35	40	20	tr	40
NW-KANALEINSCHNITT																	
KM5b	brack.	76	42	54	4	65	25	10	tr	30	30	20	20	15	30	20	35
KM4m	marin	98	53	47	0	90	5	5	tr	20	10	50	20	10	10	60	20
KM3b	brack.	73	54	43	3	75	20	5	tr	30	20	10	40	15	25	15	45
KM2b	brack.	71	32	50	18	70	25	5	tr	35	30	tr	35	15	25	15	45
KM1m	marin	96	46	40	14	75	10	15	tr	35	15	25	25	25	10	45	20
N26	brack.	83	10	8	82	70	15	10	5	25	15	40	20	20	5	40	35
N31a	brack.	88	24	70	6	30	15	5	10	20	20	10	50	15	25	10	50
N31b	brack.	90	36	61	3	65	20	5	10	35	15	5	45	10	15	10	65

Sm = Smectit + Mixed Layer, I = Illit, Ch = Chlorit, S = Serpentin, Q = Quarz
(*) < 0.0006 mm - Fraktion und (#) 0.0006-0.002 mm -Fraktion einer Probe

6.3 b Alkali-, Erdalkali- und Eisengehalte der Karbonat-freien Korngrößenfraktionen ‹ 0.002 mm, 0.002-0.006 mm und 0.006-0.02 mm.

PROBE	NEBENELEMENTE											
	‹ 0.002 mm				0.002-0.006 mm				0.006-0.02 mm			
	MgO	Na_2O	K_2O	Fe_2O_3	MgO	Na_2O	K_2O	Fe_2O_3	MgO	Na_2O	K_2O	Fe_2O_3
	%											
PLEISTOZÄN - PROBEN												
STUFE A, PROFIL A I												
U	2.1	0.4	2.9	10.9	1.15	0.65	2.1	nd	0.75	0.95	1.2	3.6
6o	2.0	1.2	2.45	10.6	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	4.7
6m	1.8	0.75	2.6	9.7	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	5.1
5	2.0	0.2	2.75	11.0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	7.1
4Kr	2.1	0.45	2.6	10.3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	3.3
4n	2.0	0.25	2.45	10.6	nd	nd	nd	nd	0.75	0.9	1.0	4.3
4u	2.1	0.35	2.7	8.6	nd	nd	nd	7.7	0.95	1.1	1.25	2.4
3T	1.8	0.35	2.3	17.6	nd	nd	nd	15.5	nd	nd	nd	7.3
3	1.8	0.25	2. 3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
3a	2.0	1.1	2.5	7.4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	2.1
3	1.5	0.55	1.9	8.9	1.75	0.55	2.6	11.4	1.25	0.8	1.4	7.3
2a	2.0	0.75	2.35	7.3	1.3	0.75	1.75	6.6	0.75	1.2	1.0	3.6
STUFE C, PROFILE C I, III, V, VIII, XVI												
XVI	3.3	0.55	1.25	17.5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	12.6
I3a#	1.3	0.3	1.8	7.6	0.85	0.5	1.25	nd	0.75	0.75	1.0	3.9
*	1.3	9.7	1.25	10.0								
III6	nd	nd	nd	10.6	1.35	0.7	1.65	5.1	0.7	1.2	0.9	2.9
III5B#	1.8	0.4	2.4	8.9	1.3	0.45	1.4	8.5	0.75	1.3	1.0	5.3
*	1.9	4.8	1.9	12.0								
V3T	nd	nd	nd	10.3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	3.1
III4	nd	nd	nd	14.1	nd	nd	nd	nd	0.75	0.4	0.75	6.7
III4B	nd	nd	nd	13.7	nd	nd	nd	5.3	0.7	0.5	0.75	5.6
III3T	nd	nd	nd	12.9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
III3	2.1	0.6	2.3	13.0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	9.8
III2#	1.4	0.3	1.8	9.6	0.75	0.2	1.0	4.5	0.75	0.5	0.75	5.9
*	1.7	4.0	1.6	13.0								
VIII2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	4.4
STUFE F, PROFILE F VI, VIII												
VI6	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
VIII6	2.75	0.6	1.85	11.5	nd	nd	nd	5.6	nd	nd	nd	4.3
VI3	2.5	0.4	1.8	15.4	nd	nd	nd	5.8	nd	nd	nd	4.3
VIIIDR	2.1	1.35	1.9	14.7	1.5	0.5	1.4	7.1	1.3	0.9	1.0	5.2
VIII3	2.5	0.75	2.4	10.7	nd	nd	nd	7.3	nd	nd	nd	4.7

nd = nicht bestimmt
(*) ‹ 0.0006 mm-Fraktion und (#) 0.0006-0.002 mm-Fraktion einer Probe.

Fortsetzung 6.3 b

PROBE	NEBENELEMENTE											
	< 0.002 mm				0.002-0.006 mm				0.006-0.02 mm			
	MgO	Na_2O	K_2O	Fe_2O_3	MgO	Na_2O	K_2O	Fe_2O_3	MgO	Na_2O	K_2O	Fe_2O_3
						%						
GEBIETSDREIECK SE-KANAL - XILOKERISA - KENCHRÄ, PROFILE I 1, 3, 8												
I1 6	nd	nd	nd	10.9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	7.2
I8 6	nd	nd	nd	12.2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	9.8
I3 5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	9.2
I3 2	nd	nd	nd	12.3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	7.9
I8 1	nd	nd	nd	18.1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	14.7
NW-KANALEINSCHNITT, ZYKLEN A - D												
Db	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Dm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
N17	nd	nd	nd	15.9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cb	5.0	0.2	1.0	18.4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
N18	nd	nd	nd	19.2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cm	5.9	0.2	1.0	18.4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
N19	nd	nd	nd	13.3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	7.3
N24	nd	nd	nd	23.1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	10.0
Bm	11.5	0.35	0.75	18.0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
N20	nd	nd	nd	14.9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	7.8
N22	nd	nd	nd	12.7	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ab	7.3	0.1	1.25	17.9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
N30	nd	nd	nd	16.9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Am	11.4	0.1	1.4	12.0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
PROBEN DES KORINTHISCHEN MERGELS												
PROFILE A I, III, VII, VIII UND AM SE-RAND DES AKROKORINTH												
AIMLK	2.5	0.6	2.25	10.8	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	4.7
AIIIJ	1.55	0.75	2.25	11.9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	4.7
AVIII1	2.3	0.15	2.35	10.9	1.75	0.6	1.8	6.9	1.75	1.1	1.0	3.6
AI1Tb	nd	nd	nd	9.5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	5.8
AI1M	2.1	0.65	2.6	9.4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	4.1
AVII1	nd	nd	nd	13.6	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	7.8
KMAKRO	1.7	0.75	2.35	9.4	1.0	0.8	1.65	10.5	0.95	0.8	1.0	20.5
NW-KANALEINSCHNITT												
KM5b	2.7	0.15	1.95	11.6	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	6.2
KM4m	nd	nd	nd	11.0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	5.9
KM3b	2.7	0.15	2.25	11.0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	4.5
KM2b	2.5	0.2	2.35	9.5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	5.3
KM1m	4.75	0.15	1.6	13.2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	6.3
N26	nd	nd	nd	16.3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
N31a	nd	nd	nd	12.8	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	4.2
N31b	nd	nd	nd	12.4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	4.3

nd = nicht bestimmt
(*) < 0.0006 mm-Fraktion und (#) 0.0006-0.002 mm-Fraktion einer Probe

6.3 c Spurenelementgehalte der Karbonat-freien Korngrößenfraktionen
‹ 0.002 mm, 0.002-0.006 und 0.006-0.02 mm.

PROBE	SPURENELEMENTE																			
	‹ 0.002 mm							0.002-0.006 mm							0.006-0.02 mm					
	Li	Zr	Sr	Rb	Zn	Mn	Cr	Li	Zr	Sr	Rb	Zn	Mn	Cr	Li	Zr	Sr	Rb	Zn	Mn	Cr
	ppm																				
PLEISTOZÄN - PROBEN																					
STUFE A, PROFIL A I																					
Ü	60	15	20	125	200	575	270	40	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	305	100	55	35	250	‹10
6o	50	15	25	105	135	400	315	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	335	75	55	185	345	20
6m	45	50	30	130	85	360	210	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	360	90	65	110	420	125
5	50	20	80	105	150	550	310	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	245	90	75	100	360	10
4Kr	50	‹5	15	90	215	385	240	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	430	110	50	100	300	60
4n	50	60	25	115	160	465	320	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	285	95	60	155	430	100
4u	50	60	20	135	220	325	370	nd	160	55	110	160	360	155	nd	330	90	55	155	445	255
3T	45	‹5	‹5	65	55	400	465	nd	75	15	50	130	460	190	nd	285	55	35	55	275	80
3	45	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
3a	50	90	45	155	270	260	330	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	290	70	55	175	350	75
2	50	1240	6355	110	120	255	265	65	695	3410	nd	250	350	165	nd	570	2140	65	190	225	440
2a	65	‹5	‹5	125	190	285	315	50	155	35	75	125	290	110	nd	290	65	60	110	430	395
STUFE C, PROFILE C I, III, V, VIII, XVI																					
XVI	20	‹5	‹5	10	75	1180	670	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	95	35	nd	245	795	820
I3a#	65	75	35	85	255	295	195	45	nd	nd	nd	nd	nd	nd	35	275	40	40	150	195	235
*	35	20	5	70	150	280	170														
III6	65	5	‹5	115	110	395	265	75	200	50	75	120	290	90	nd	430	110	45	100	230	175
III5B#	80	30	25	105	170	390	190	60	70	15	45	105	355	190	30	260	40	25	110	245	255
*	45	5	10	75	190	545	220														
V3T	nd	‹5	‹5	100	245	345	245	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	345	60	150	65	260	135
III4	65	‹5	‹5	75	115	435	305	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	115	10	30	130	300	100
III4B	65	‹5	‹5	80	80	485	290	nd	45	5	30	80	195	90	nd	105	15	20	100	220	135
III3T	nd	‹5	‹5	75	160	380	295	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
III3	50	‹5	‹5	80	50	425	270	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	55	‹5	20	45	385	170
III2#	60	‹5	‹5	85	175	290	210	35	40	‹5	30	110	135	80	nd	95	10	80	55	170	145
*	nd	‹5	‹5	75	110	335	240														
VIII2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	215	35	35	120	230	185
STUFE F, PROFILE F VI, VIII																					
VI6	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
VIII6	60	‹5	‹5	75	65	280	275	nd	30	40	50	125	230	70	nd	195	40	30	160	270	210
VI3	50	‹5	‹5	50	110	360	405	nd	15	70	35	50	240	145	nd	100	50	25	35	265	215
VIIIDR	50	‹5	‹5	55	115	320	445	45	25	20	65	120	285	170	nd	235	50	35	100	305	500
VIII3	65	5	‹5	105	115	395	300	nd	140	35	70	115	450	140	nd	310	50	35	70	285	150

nd = nicht bestimmt
(*) ‹ 0.0006 mm-Fraktion und (#) 0.0006-0.002 mm-Fraktion einer Probe

Fortsetzung 6.3 c

PROBE	SPURENELEMENTE																			
	< 0.002 mm							0.002-0.006 mm							0.006-0.02 mm					
	Li	Zr	Sr	Rb	Zn	Mn	Cr	Li	Zr	Sr	Rb	Zn	Mn	Cr	Li	Zr	Sr	Rb	Zn	Mn	Cr
											ppm										
GEBIETSDREIECK SE-KANAL - XILOKERISA - KENCHRÄ, PROFILE I 1, 3, 8																					
I1 6	nd	85	<5	75	135	415	<5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	175	20	50	90	560	<10
I8 6	nd	<5	<5	40	145	380	50	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	140	5	20	65	520	45
I3 5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	80	<5	30	60	430	<10
I3 2	nd	<5	<5	50	130	370	5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	130	15	35	65	490	<10
I8 1	nd	<5	<5	5	140	330	10	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	<5	5	<5	115	325	20
NW-KANALEINSCHNITT, ZYKLEN A - D																					
Db	nd	<5	<5	15	75	485	340	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	155	35	20	150	360	90
Dm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	<5	<5	<5	75	410	200
N17	nd	<5	<5	<5	25	345	640	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cb	30	<5	<5	25	160	350	805	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	<5	<5	<5	75	375	160
N18	nd	<5	<5	<5	35	475	990	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	<5	<5	<5	125	425	1915
Cm	35	<5	<5	25	120	665	1105	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	<5	<5	<5	50	505	85
N19	nd	<5	<5	80	165	335	515	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	<5	45	25	60	260	770
N24	nd	<5	<5	<5	55	240	760	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	<5	<5	<5	115	340	695
Bm	15	<5	<5	<5	nd	355	810	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	<5	<5	<5	595	395	135
N20	nd	<5	<5	10	25	430	1085	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	<5	<5	<5	95	365	1010
N22	nd	<5	<5	70	130	240	915	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ab	35	<5	<5	25	5	345	975	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	<5	<5	<5	30	540	375
N30	nd	<5	<5	<5	40	220	520	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
PROBEN DES KORINTHISCHEN MERGELS																					
PROFILE A I, III, VII, VIII UND AM SE-RAND DES AKROKORINTH																					
AIMLK	55	<5	<5	100	105	280	420	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	255	65	80	120	490	680
AIIIJ	85	90	30	110	135	445	240	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	430	100	65	145	410	85
AVIII1	75	<5	<5	105	225	290	420	60	90	40	80	245	290	200	nd	260	75	50	145	225	575
AI1Tb	nd	85	20	125	130	240	210	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	330	90	80	140	290	70
AI1M	60	15	35	125	150	255	190	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	255	70	55	105	70	
AVIII	nd	<5	<5	25	305	315	430	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	55	20	25	275	405	135
KMAKRO	95	<5	5	160	110	280	265	60	55	15	70	705	245	115	nd	<5	<5	<5	135	430	455
NW-KANALEINSCHNITT																					
KM5b	50	<5	30	105	70	675	995	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	205	50	30	65	290	45
KM4m	nd	<5	5	40	105	255	925	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	150	45	5	175	465	1190
KM3b	60	<5	20	115	85	530	785	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	260	45	40	90	335	190
KM2b	65	15	30	140	60	415	655	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	245	50	40	105	305	185
KM1m	50	<5	180	50	80	290	1030	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	120	340	<5	100	355	1050
N26	nd	<5	<5	10	150	360	545	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
N31a	nd	<5	<5	95	130	315	440	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	260	55	45	110	285	325
N31b	nd	<5	<5	80	110	300	400	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	260	60	40	105	290	305

GOLF VON KORINTH
KORINTH
KANAL
Selmoladion
Assos
Lechaion
Solomos
Alt-Korinth
Akrokorinth
Examilia
Kira Wrissi
Pendesunion
Bledsaika
Weleniatika
Bekianika
Solomos
Xilokerisa

LEBENSLAUF

Persönliche Daten

geboren	26.10.1953	in Dortmund
Eltern		Gustav Sedat, Zimmerer Marianne Sedat, geb. Labiak
Familienstand		verheiratet, 1 Kind
Staatsangehörigkeit		deutsch
Wehr- und Zivildienst	1972 - 73	

Ausbildungsdaten

Schulausbildung	1960 - 64	Grundschule in Dortmund
	1964 - 72	Humboldt - Gymnasium in Dortmund Abschluß: Abitur
Studium	1973 - 79	Geologie am Institut für Geologie der Ruhruniversität Bochum
Vordiplom	1976	
Diplom	1979	
	seit 1979	Vorbereitung einer Dissertation mit dem Thema "Das Stufenland von Korinth"

Berufsdaten

1975 - 76	3 1/2-monatiges Berufspraktikum bei der DST (Lingen/Ems)
1975 - 81	Tätigkeit als Laborant am Institut für Geologie der Ruhruniversität Bochum
seit 1981	Tätigkeit als Sedimentologe bei der VEBA OEL AG (Gelsenkirchen)